

TARTU ÜLIKOOL

LOODUS- JA TÄPPISTEADUSTE VALDKOND

Ökoloogia ja Maateaduste Instituut

Geoloogia osakond

Kaidi Sarv

**RAHKLA LANGATUSE NING SELLE LÄHIÜMBRUSE
GEOFÜÜSIKALISED UURINGUD GEORADARI NING
SEISMILISTE MEETODITEGA**

Magistritöö (30 EAP)

Juhendaja: Argo Jõelett

Kaitsmisele lubatud

Juhendaja

allkiri, kuupäev

Tartu 2017

Geophysical studies of the Rahkla depression and its surroundings using ground penetrating radar and seismic methods

Rahkla depression and its surroundings were widely studied using ground penetrating radar. In addition, two seismic profiles were acquired on the eastern slope of the depression. With no previous geophysical investigations, the current studies gave a better insight into the structure of depression. Hence, the validities of different hypotheses of origin were discussed in the light of new information.

P500 – Geophysics, physical oceanography, meteorology

Ground penetrating radar, reflection seismic imaging, seismic tomography, structural geology

Rahkla langatuse ning selle lähiümbruse geofüüsikalised uuringud georadari ning seismiliste meetoditega

Rahkla langatuse ning selle lähiümbruse uurimisel kasutati georadarit ning langatuse idanõlval kahte seismilist profiili. Sealses piirkonnas puudusid varasemad geofüüsikalised uuringud, mistõttu sai käesoleva uuringuga selgemaks langatuse ehituslik olemus. Lisaks andis uus info võimaluse erinevate tekkehüpoteeside tõepärasust ümber hinnata.

P500 – Geofüüsika, füüsikaline okeanograafia, meteoroloogia

Georadar, seismiline peegeldunud lainete meetod, seismiline tomograafia, struktuurigeoloogia.

Sisukord

1	Sissejuhatus	2
2	Valdkonna ülevaade	3
2.1	Piirkonna varasem uuritus	3
2.2	Tekkehüpoteesid	7
2.3	Geofüüsikalised meetodid	8
3	Materjal ja metoodika	11
3.1	Välitööd	11
3.2	Georadariga saadud andmete töötlemine ja interpreteerimine	14
3.3	Seismomeetriliste andmete töötlemine ja interpreteerimine	16
4	Tulemused	26
4.1	Georadar	26
4.2	Seismomeetria	36
5	Arutelu	40
6	Kokkuvõte ja järeldused	48
7	Tänuavaldused	49
8	Geophysical studies of the Rahkla depression and its surroundings using ground penetrating radar and seismic methods	50
9	Kasutatud kirjandus	51

1 Sissejuhatus

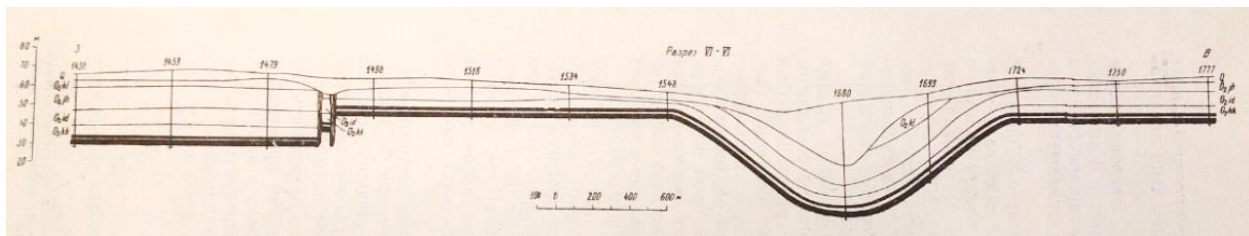
Rahkla langatusest, mida kutsutakse ka veel Sämi lohuks/mustaks auguks või Kabala mustaks auguks, hakati rääkima 50ndatel aastatel, kui põlevkiviuuringute käigus puuritud puursüdamikest tuli ilmsiks, et ligikaudu 2-kilomeetrise diameetriga alal on Ordoviitsiumi ladestu kivimid kuni 50 m madalamal kui mujal ümberkaudses piirkonnas. Selle Lääne-Virumaal Rahkla külast ida pool Kunda ürgoru all oleva struktuuri hilisematel puurimistel on selle läbilõiget täiustatud ning ka tunduvalt keerulisemaks muudetud. Siiani põhinevad kõik teadmised antud struktuuri ehitusest ja olemusest ainult puursüdamikest saadud info põhjal. Senini seal geofüüsikalisi uuringuid pole tehtud, mistõttu on olnud raske ennustada väga muutlikus piirkonnas puuritud puursüdamike vahele jäävat „pimedat“ ala. Struktuuri tekkehüpoteeside osas on oldud eriarvamustel. Tekkeprotsessi on seostatud glatsiofluviaalsete protsessidega, glatsiotektoonikaga või võimaliku rikkega.

Käesoleva magistritöö eesmärgiks on saada Rahkla langatusest parem geoloogiline ülevaade, kasutades georadarit ning seismomeetriat, ning leida antud struktuuri kõige tõenäolisem tekkehüpotees.

2 Valdkonna ülevaade

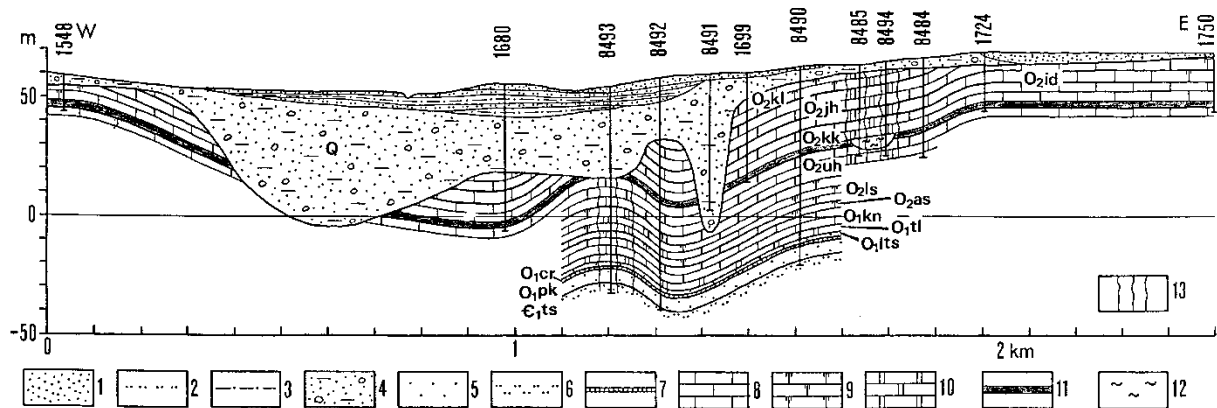
2.1 Piirkonna varasem uuritus

Rahkla langatuse uurimine hakkas pihta aastatel 1950–1952 tehtud laiaulatusliku põlevkivi uuringuga. Selle käigus puuriti 500 m tihedusega puuraukude võrgustik. Puuraukude põhi ulatus põlevkivi lasundi lamamini. Selle materjali vastu, mis põlevkivist alla poole jäi, huvi ei tuntud. Edasi koostati kaart, kus olid peale kantud puuraukude asukohad ning põlevkivi lamami absoluutkõrgus. Oli näha, et kui üldiselt oli põlevkivi Kunda ürgoru ulatuses ära kulutatud, siis keskjooksu alla jäi selge piirkond, kus põlevkivi leidus ning lasus kuni 50 m sügavamal võrreldes ümbritseva piirkonnaga (joonis 1; Vaher jt. 1962). See andis aimu, et midagi on seal piirkonnas teisiti kui mujal.



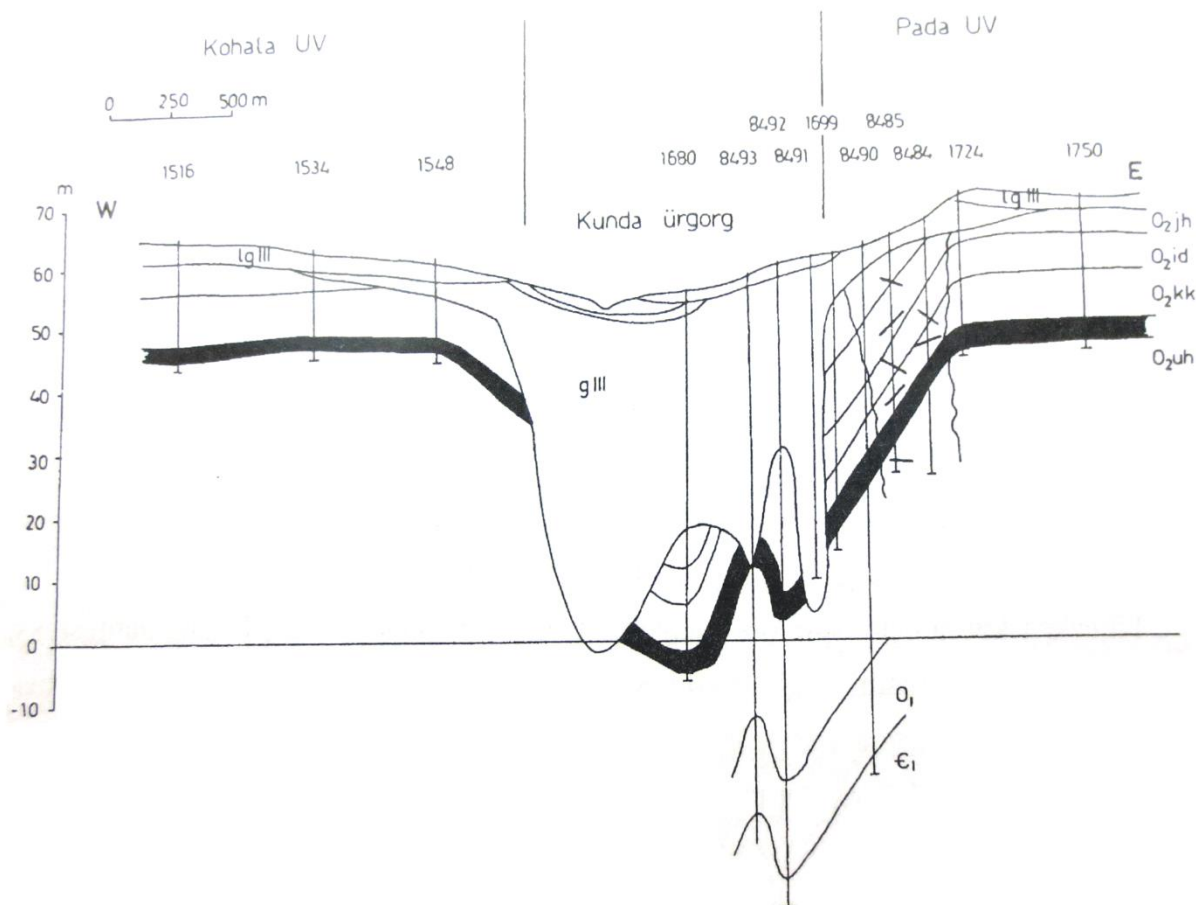
Joonis 1. Esimene Rahkla langatusest koostatud läbilõige (Vaher jt. 1962). Vasakul olev astang aluspõhja kivimites on tingitud Aseri rikkest. Tumeda joonena on tähistatud põlevkivi kihindit.

Selleks, et antud maa-alust struktuuri paremini tundma õppida, puuriti aastatel 1977–1978 selle idaküljele veel lisapuurauke, mis ulatusid põlevkivist sügavamale (sügavused jäid vahemikku 60–100 m). Puurimiste tulemusena saadud andmete põhjal loodi keerukam profiil, kus olid tähelepanuväärseteks nähtusteks lainetavad aluspõhja kivim kihid ning väga varieeruv ürgoru põhja reljeef (joonis 2). Samuti esines mitmetes puursüdamikes purustatud Ordoviitsiumi karbonaatseid kivimeid ning karstinähtused põlevkivi tootluskihi tasemetel (Vaher jt. 1983).



Joonis 2. Aastal 1983 Vaheri poolt koostatud Rahkla langatuse läbilõige, mis tugineb juba lisapuuraukudel. Selle läbi on ristprofiil muutunud tunduvalt keerulisemaks. 1 – liiv; 2 – liivsavi; 3 – saviliiv; 4 – moreen; 5 – liivakivi; 6 – aleuoliit; 7 – argilliit; 8 – lubjakivi; 9 – dolomiidistunud lubjakivi; 10 – dolomiit; 11 – põlevkivi; 12 – karstisavi; 13 – purustustsoon. O2kl – Keila lade, O2jh – Jõhvi alamlade, O2id – Idavere alamlade, O2kk – Kukruse lade, O2uh – Uhaku lade, O2ls – Lasnamäe lade, O2as – Aseri lade, O1kn – Kunda lade, O1tl – Toila kihistu, O1lt – Leetse kihistu, O1pk – Parkerorti lade, C1ts – Tiskre kihistu.

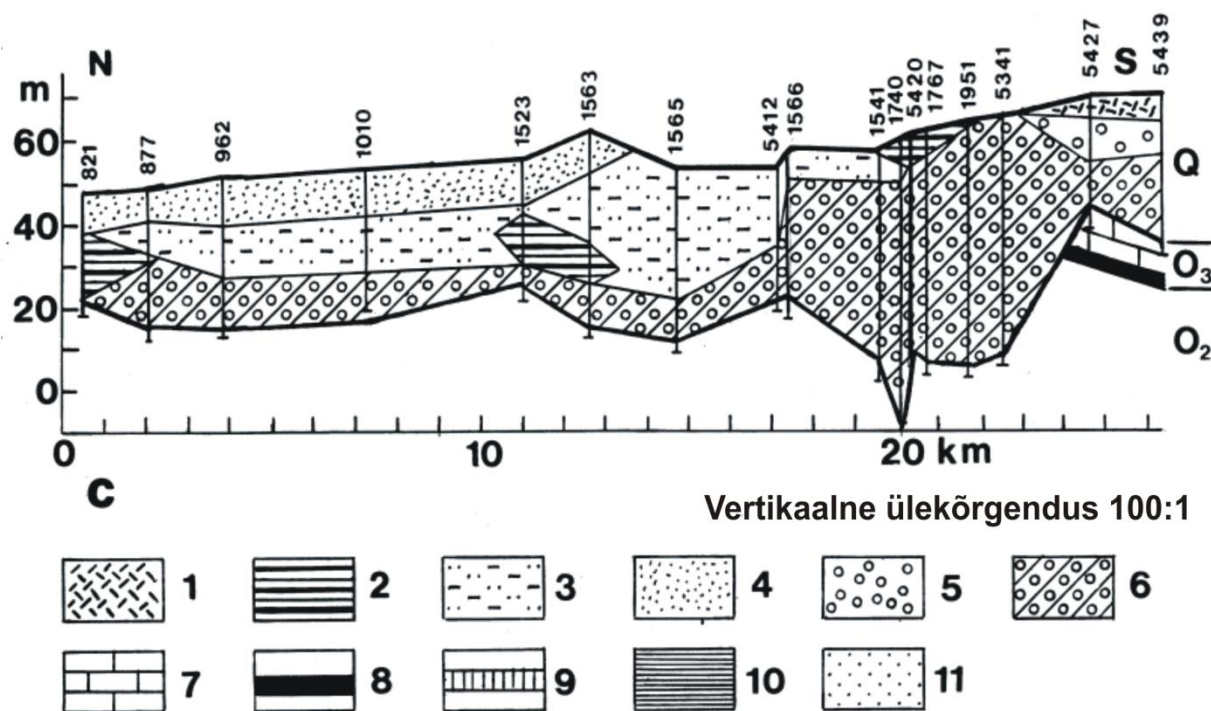
Aastal 2000 esitas Vello Kattai (Kattai jt. 2000) enda nägemuse lohu läbilõikest (joonis 3). See põhineb samadel puuraukudel, mis Vaheri omagi, aga eristub väikeste visuaalsete erinevuste poolest. Langatuse põhijooned jäävad siiski samaks: esinevad nii muutlik aluspõhja pealispind kui ka sisemine kihiline ehitus, lisaks ka deformatsiooninähtused puursüdamikes. Mõlemad läbilõiked on tugeva ülekõrgendusega, mistõttu näevad kihtide kallakusnurgad väga järsud välja. Tegelikult võiks kihtide kallakusnurgaks hinnanguliselt anda 2–3° (Kattai jt. 2000).



Joonis 3. Vello Kattai esitatud joonis Rahkla langatusest (Kattai jt. 2000).

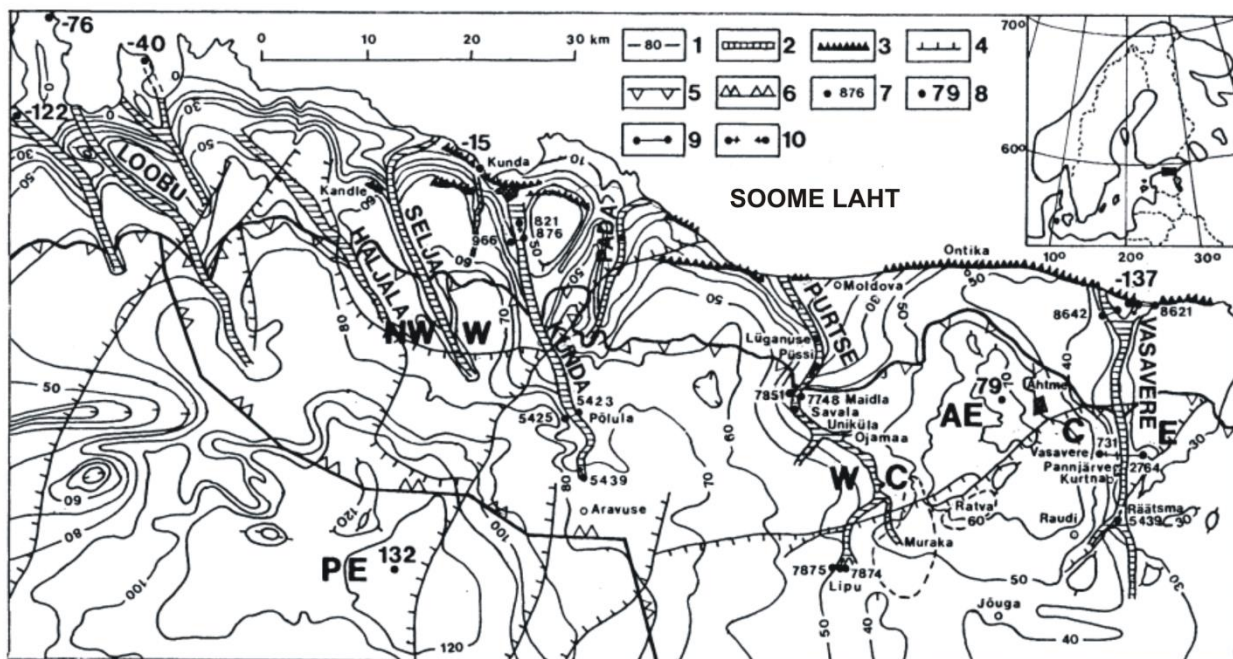
Kuigi aluspõhja reljeef on ebahariliku kujuga, siis seelses piirkonnas rajatud süvapuuraugud näitasid, et aluskord on oma normaalsel tasemel (Saadre jt. 1984). Langatus leiti olevat põhjustatud Kambriumi sinisavi peal oleva liivakivide lasundi paksuse vähenemisest või lasundi kohatisest puudumisest.

Ka Kunda ürgorg ise on natuke erinev tavapärastest ürgorgudest. Kui tavaliselt toimub oru süvenemine põhja kaare suunas, kuhu tavapäraselt toimus jõe välja vool, siis Kunda ürgorg süveneb pigem lõuna suunas (Suuroja jt. 2006). Kõige sügavam lõik jääb Rahkla langatuse alast natuke lõuna poole (joonis 4). Sarnase lõuna poole süvenemise teevad läbi ka Selja-Sõmeru ning Haljala ürgorg. Samas üheski neis orgudes pole lõunasuunalist väljavoolu (Suuroja jt. 2006). Lisaks lõppeb Kunda ürgorg järsult ära Kundast natuke lõuna pool, nii et klindi läbilõikes ürgorg kuidagi välja ei paista. Tänapäevane Kunda jõe org pole asukoha poolest identselt kattuv varasema ürgoruga. Orud kattuvad üksteisega ainult Sämi ja Põlula külade vahel (Miidel jt. 2006). Kirde-Eesti aluspõhjalised rikked ning ürgorud on välja toodud joonisel 5.



Joonis 4. Tuleb eesti keelde panna. Kunda ürgoru pikisuunaline läbilõige (Miidelt jt. 2006). 1 – turvas, 2 – viirsavi, 3 – aleuriit, 4 – liiv, 5 – kruus, 6 – moreen, 7 – karbonaatsed kivimid, 8 – põlevkivi lasund, 9 – diktüneema argilliit, 10 – savi, 11 – liivakivi ja aleuoliit. Mõningate puuraukude asukohad on ära märgitud ka joonisel 5.

Kunda ürgorgu lõikavad Aseri ja Sõmeru rike. Aseri rikke puhul on puurimistega kindlaks tehtud kuni 20 m vertikaalne nihe, kus on tõusnud idapoolne tiib. Sõmeru rike on aga märgitud geofüüsikaliste uuringute alusel (Gromov ja Gromova, 1974; Raudsep jt, 1989; Puura jt, 1974) ning langenud on lõunapoolne tiib. Rikke olemus ei ole üldiselt selge, aga on teada, et seal esineb purustusvöönd ning kohati kuni 10 m vertikaalne nihe.



Joonis 5. Kirde-Eesti aluspõhja topograafia (Miidel jt. 2006). 1 – 10 m intervalliga aluspõhja lasuva pinna samakõrgusjooned, 2 – mattunud org, 3 – klint, 4 – aluspõhja rikke kohal esinev fleksuur, 5 – põlevkivi kihindi leviala piir, 6 – maapealt kaevandatava põlevkivi lõunapoolne piir, 7 – puurauk, 8 – puuraugu ja aluspõhja abs kõrgus, 9 – ristiläbilõike asukoht, 10 – pikiläbilõike asukoht.

2.2 Tekkehüpoteesid

Tekkeprotsesside kirjeldamisel on üldiselt olnud väga napisõnalised ning pigem on jäetud võimalikud tekkeprotsessid mainimata (Suuroja, 1997). Kõige levinumalt on välja toodud liustikualuste vooluvete abil toimunud sinisavipealsete liivakivide erosiooni hüpotees, kus aluspõhja tektooniliselt rikutud ja lõhutud lasuvuse tõttu pääses vesi liivakive kulutama. Puuraukude järgi leiti langatus olevat põhjustatud Lontova sinisavi peal asetsevate liivakivide ära uhtumise läbi (Saadre jt. 1984). Samas kui vaadata lähedal asuvate puursüdamike läbilõikeid, siis on nende eeldatavalt ära kulutatud liivakivide paksuseks puursüdamikes tunduvalt väiksem kui langatuse maksimaalne sügavus. See tähendab, et midagi muud peab sealt läbilõikest veel puudu olema.

Kui vaadata struktuuri ümbritseva piirkonna geoloogilist ehitust, siis tõepoolest võib märgata, et Rahkla langatusele väga lähedal asuvad Aseri ja Sõmeru rike ning nende kahe lõikumisala. Kuna piirkonnas on tektoonilised rikked esindatud, siis on võimalik, et ka Rahkla langatus on olnud sellest kuidagi mõjutatud. Kui vaadata ka Kunda ürgoru enda kuju, siis on näha, et org on üsna sirge. Mitmetele ürgorgudele on omane asetseda kunagise rikke kohal, kus kivimid on eelnevalt

purustatud nii, et neid on hilisemalt olnud kergem ära erodeerida. Samas aluskord on oma normaaltasemel ning samuti pole näha olulisi erinevusi kivimkehade tasemete kõrguses kahel pool orgu. Varasema rikke esinemisele võiks aga viidata paaris puuraugus leitud põlevkivi tasemel esinev karstisavi. Karstisavi esinemine põlevkivi levikualas on valdavalt seotud rikete esinemisega (Kattai jt. 2000). Samas pole kindel, kas rikke esinemine üksi seletaks ära lohu enese tekke põhjuse.

Kui üldiselt on kirjeldatud Rahkla langatuse läbilõiget kui lainetavate aluspõhja kivimkihtide ja lainetava aluspõhja pealispinna kombinatsioonina, siis pole ka välistatud, et sellise topeltlainetuse asemel on tegu hoopis oru põhja kogunenud aluspõhja kivimitest koosnevate plokkidega. Puuraugud võisid tabada aluspõhja pangaseid, kus oli ka põlevkivi ja teised piirkonna geoloogilises läbilõikes esindatud kivimid olemas, ning selle läbi jätta mulje, nagu oleks tegemist lokaalsete kivimkehadega, mis on mingil põhjusel oma normaallasuvusest alla poole vajunud. Kõige tõenäolisemaks pangaste tassijaks võib pidada peale tungivat liustiku jääkeelt, mis suuri kivimplokke on endaga kaasa vedanud. Samas tekib siin jälle küsimus plokkide päritolu osas.

Seda, milline neist variantidest osutub tõepäraseks, võib selgust tuua seismilise profiili loomine risti antud geoloogilise struktuuriga. Seismilisel läbilõikel on eeldatavasti näha aluspõhja kivimkehade lasuvust, mille järgi oleks võimalik julgemalt väita, mis protsessid seal on toimunud.

2.3 Geofüüsikalised meetodid

Puursüdamikud annavad vaieldamatult parimaid ja otsesemaid andmeid uuritava piirkonna kohta. Samas on puursüdamike puurimine geoloogiliste uuringute juures üheks kõige kallimaks protseduuriks ning need annavad ka aimu ainult ühe ja kindla geograafilise punkti geoloogilisest läbilõikest. Lõiku, mis jääb puuraukude vahele, interpoleeritakse lõiku piiravate puursüdamike andmete ning piirkonna eelteatud geoloogilise tausta põhjal. Mida muutlikum ja vähem uuritud on piirkond, seda keerulisem on ka puuraukudevahelise ala tõetruu interpoleerimine. Siin tulevad appi erinevad geofüüsikalised uuringumeetodid. Kasutades ära kivimite erinevaid füüsikalisi omadusi on võimalik saada pilt maa all toimuva kohta. Kuna valdavalt geofüüsikalised meetodid põhinevad pinnase ja kivimite füüsikaliste omaduste kontrastidel, on tegu kaudsete meetoditega. Tihti on ka füüsikalised omadused erinevate kivimite ja pinnasetüüpide vahel kattuvad, mistõttu

näiteks puhtalt nende näitajate põhjal on raske kindlalt öelda, millise geoloogilise materjaliga on parajasti tegu. Seega aitab puursüdamike andmestik suuresti kaasa geofüüsikaliste uuringu andmete interpreteerimisel ning geofüüsikaliste uuringute tulemused ise omakorda täidavad ära andmevaba ala, mis jääb puuraukudest eemale.

Sobilike geofüüsikaliste meetodite seast valiti käesoleva uuringu teostamiseks välja kaks: georadar ning seismomeetria. Georadar võimaldab hõlpsasti käia läbi laiema piirkonna ning annab hea pildi küllaltki maapinnalähedasest maa-alusest olukorrast. Seismomeetria läbiviimine nõuab aga tunduvalt rohkem ressursse, mistõttu on mõttekas piirduda mõne profiiliga potentsiaalselt olulises piirkonnas. Samas annab viimase meetodi tulemused tunduvalt paremini aimu, mis toimub sügavamal maa all, seda küll siiski väiksema lahutusvõimega kui georadar maapinnalähedasest situatsioonist.

2.3.1 Georadar

Georadar on üks laialdasemalt kasutatud geofüüsikalisi mõõteinstrumente. Selle läbi on võimalik saada kiirelt peeneraldusega pilt maapinnalähedasest geoloogilisest situatsioonist. See meetod on kergesti teostatav, suhteliselt odav ning ei riku kuidagi uuritavat ala. Selle tõttu on georadar leidnud väga laialdast rakendust alates ehitusgeoloogilistest uuringutest, karstialade ja soode uuringute ning reostuse leviku kuni arheoloogiliste uuringuteni välja (Davis and Annan, 1989).

Radari tööpõhimõte seisneb lühiajaliste kõrgsageduslike elektromagnetiliste impulsside maa sisse saatmisel ning tagasi peegeldunud lainete registreerimisel, salvestamisel ning nende hilisemal töötlusel. Lainete leviku kiirus pinnases sõltub geoloogilise materjali elektrilistest omadustest, eelkõige näiteks dielektrilisest läbitavusest ja elektrijuhtivusest. Radari välja saadetud lained peegelduvad tagasi pindadelt, kus toimuvad keskkonna elektriliste omaduste muutused. Nendeks võivad olla nii piirid erinevat tüüpi kivimite vahel kui ka kivimis esinevad õhuga täidetud tühimikud või veesisalduse järsud muutused (Davis and Annan, 1989).

Lainete sagedus, mis maapinda saadetakse, jääb valdavalt vahemikku 10 kuni 1000 MHz. Erinevate sagedustega antennide kasutamisel on võimalik saada erinevaid radargrammi sügavuse ja detailsuse kombinatsioone. Üldiselt mida suurema sagedusega on laine, seda pinnapealsema, aga detailsema pildi saab. Peale antenni enda sõltub uuringu sügavus ka pinnasest endast. Peale igat laineid peegeldavat pinda jääb sügavamale edasi liikuvat energiat aina vähemaks. Samuti on

elektrit hästi-juhtivad pinnasematerjalid elektromagnetiliste lainete headeks varjestajateks, mille tõttu ei jõuagi lained sellest pinnast sügavamale. Heaks elektrijuhiks on näiteks savi ning seda sisaldavad pinnakatte tüübid nagu näiteks moreen (Davis and Annan, 1989).

Erinevad pinnasetüübid paistavad radargrammil erinevate mustritena. Kui pinnakate pole liialt paks või hästi elektrit juhtiv, on võimalik ka aluspõhja ülemist osa ning ka võimalikke maapinnalähedasi aluspõhjasiseseid struktuure näha. Tihti kasutatakse seda meetodit pinnakatte paksuse või aluspõhja lasuva pinna kõrguse määramiseks, näitena käesoleva töö autori bakalaureusetöös (Sarv, 2015).

2.3.2 Seismomeetria

Seismomeetria puhul on taas tegu ühe laialdaselt kasutatud geofüüsikalise meetodiga geoloogilistel uuringutel. Siin kasutatakse ära erinevate seismiliste lainete leviku eripärasid erinevates kivimites. Lõpptulemusena on heade algandmete ning õige töötluse põhjal võimalik saada küllaltki sügav ja usaldusväärne pilt maa-alusest ehitusest.

Seismomeetria rakendamise korral seatakse üles kaablite külge kinnitatud geofonid ning ühendatakse need seismomeetritega. Vastavalt uuritavale objektile ja võimalustele määratakse liini pikkus ja geofonide vahekaugused üksteisest. Samuti on võimalik seismiliste lainete allikana kasutada erinevaid instrumente, peaasi, et täpne laine tekitamise algusaeg suudetaks ära registreerida.

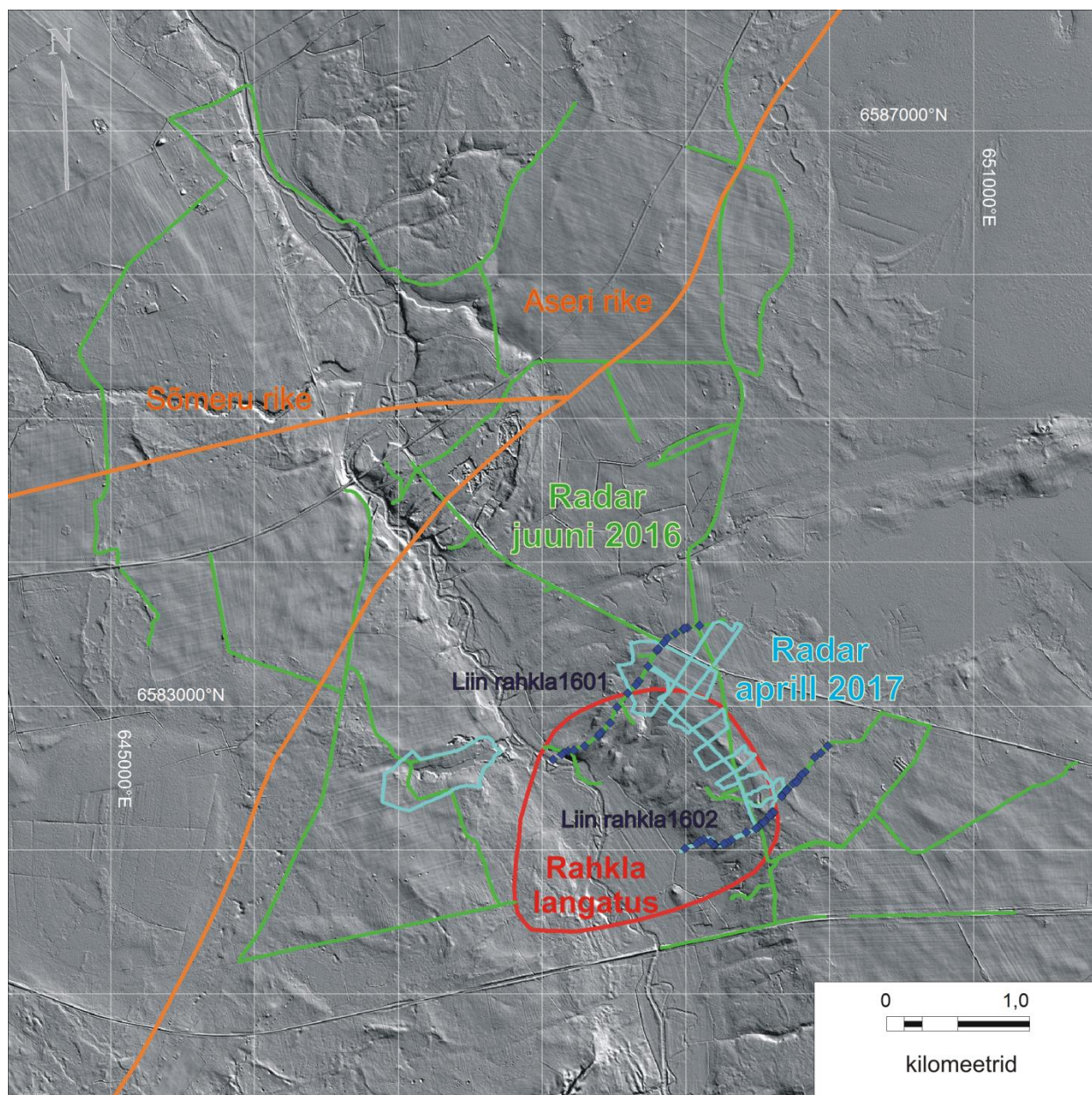
Seismiliste lainete teekondade hälbimine tekib, kui uuritavas piirkonnas esineb akustilise takistuse erinevusi, sõltudes keskkonna tihedusest ning seismiliste lainete levikukiirusest. Tavaliselt on see tingitud pinnase või kivimtüüpide vahetumisest. Detektoritesse tagasi jõudnud lainete impulsside saabumise aeg sõltub laineid murdvate ja peegeldavate pindade sügavusest ja nendevahelisest lainete leviku kiirusest (Kearey and Brooks, 2002). Erinevatest seismilistest lainetest ning nende levikust maa sees leiab näiteks Mikk Gaškovi bakalaureusetööst (Gaškov, 2006).

3 Materjal ja metoodika

3.1 Välitööd

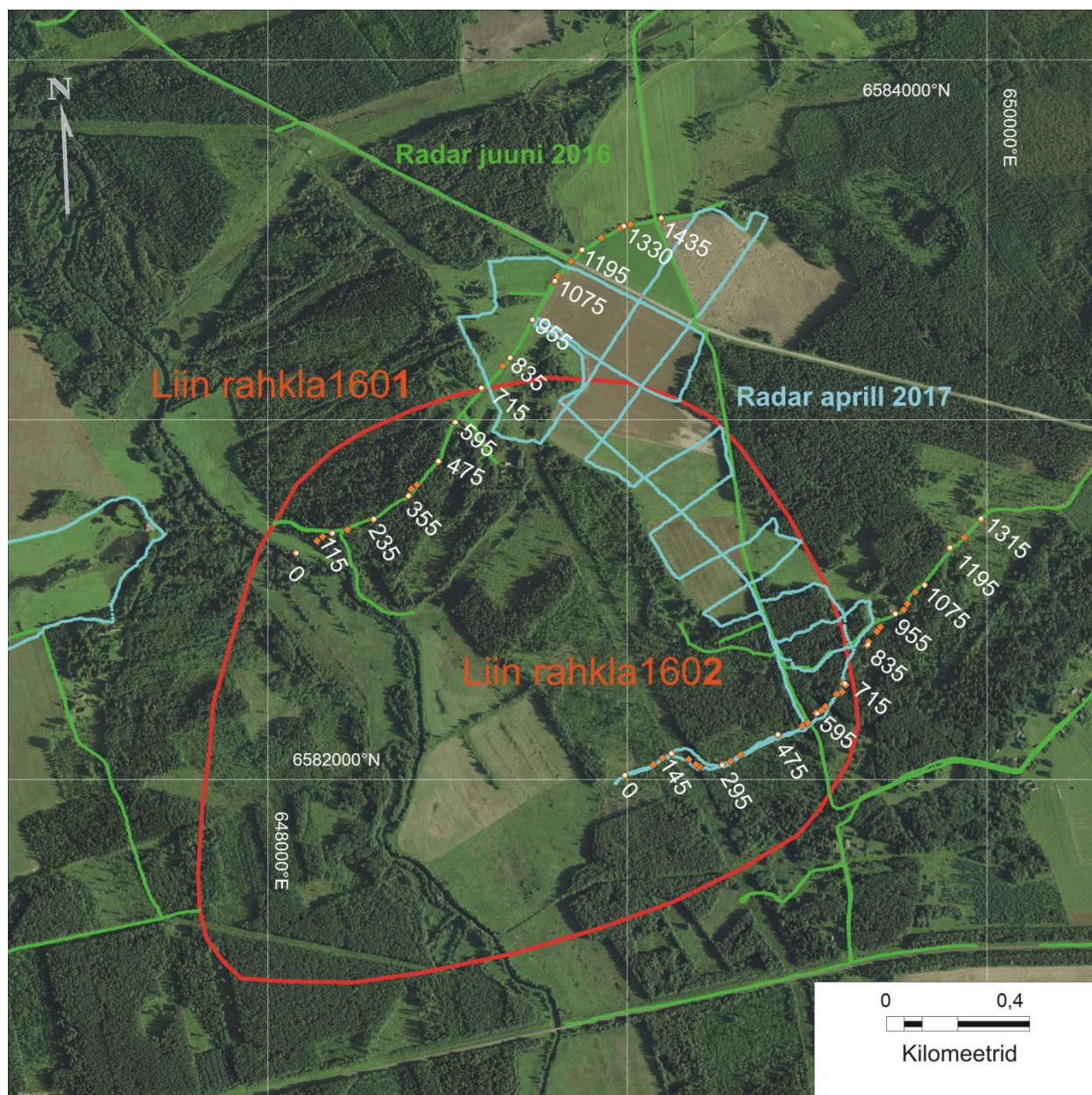
Georadariga tehti esmakordselt Rahkla langatuse lähiümbruses välitöid 2. juunil 2016. Selleks kinnitati radariantenn auto taha ning läbiti aeglasel kiirusel (kuni 10 km/h) kõik vähegi läbitavad ümbruskaudsed teed. Autoga läbides tuli radariprofiilide pikkuseks 47,4 km. Lisaprofiile tehti jalgsi ning väiksemas pindalalises ulatuses 24. aprillil 2017. Lisaprofiilide eesmärgiks oli uurida lähemalt eelnevalt täheldatud huvipakkuvate nähtuste paiknemist ning iseloomu alal, kus eelmisel suvel kasvas vili. Jalgsi läbitud profiilide pikkuseks tuli 11,0 km. See teeb uuritava piirkonna radariprofiilide kogupikkuseks 58,4 km (joonis 6).

Georadar oli Radar Systems Inc poolt valmistatud Zond 12e ning uuringul kasutati 300 MHz antenni. Radari antenni külge kinnitatud mõõteratas ning auto külge pandud GPS-antenn võimaldasid asukohalise täpsuse. GPS ligikaudne mõõteviga on avatud vaateväljas 3 m ning metsavahel 10 m. Samas tuleb sisse süstemaatiline ligikaudu 5 m asukohanihe, mis on tingitud sellest, et GPS on kinnitatud otse auto külge, aga radari antenn ise on ligikaudu 5 m autost taga pool. Jalgsi käies kasutati samu mõõteaparaate, mida autoga sõiteski kasutati. See kord asetses aga GPS-antenn radariantennile tunduvalt lähemal.



Joonis 6. Georadari ja seismomeetriliste profiilide asukohad. Erinevatel aegadel tehtud georadari profiilid on tähistatud erineva värviga. Tähistatud on ka rikked ja langatuse ala (allikas: Eesti geoloogiline baaskaart; Suuroja jt. 2006). Taustal on Maa-ameti reljeefivarjukaart.

Seismomeetria osas seati üles 2 liini (joonis 7). Liini rahkla1601 pikkuseks tuli 1,43 km ning rahkla1602 pikkuseks 1,31 km. Need paigutati vastavalt asukohalistele võimalustele langatuse arvatavale kohale risti Kunda ürgoruga. Liinide asukohalisteks määrajateks olid näiteks hea läbitavus kogu selle ulatuses ning võimalike maaomandist tingitud probleemide vältimine (ei saanud minna üle viljapõldude). Välitöid teostati augustis aastal 2016.



Joonis 7. Seismomeetrilised profiilid rahkla1601 ja rahkla1602. Numbritega on tähistatud mõõtepunkti kaugus liini algusest. Peale on kantud ka georadari profiilide asukohad ja langatuse ala. Taustal on Maa-ameti ortofoto.

Korraga seati järjestikku üles 3 seismomeetrit ja 3 kaablit, iga kaabliga ühendatud 24 geofonide gruppi, kokku 72 kanalit. Geofonigruppide vahemaa piki liini oli 5 m ning grupina ise olid 5 geofoni seatud ligikaudu 1 m pikkuse reana paralleelselt liiniga. Liini käänupunktide koordinaadid mõõdeti käsi-GPSga, punktide kõrgused saadi Maa-ameti Lidar-andmestikust. Seismiliste lainete loomiseks kasutati 8 kg vasarat, lüües seda vastu paksu alumiiniumplaati.

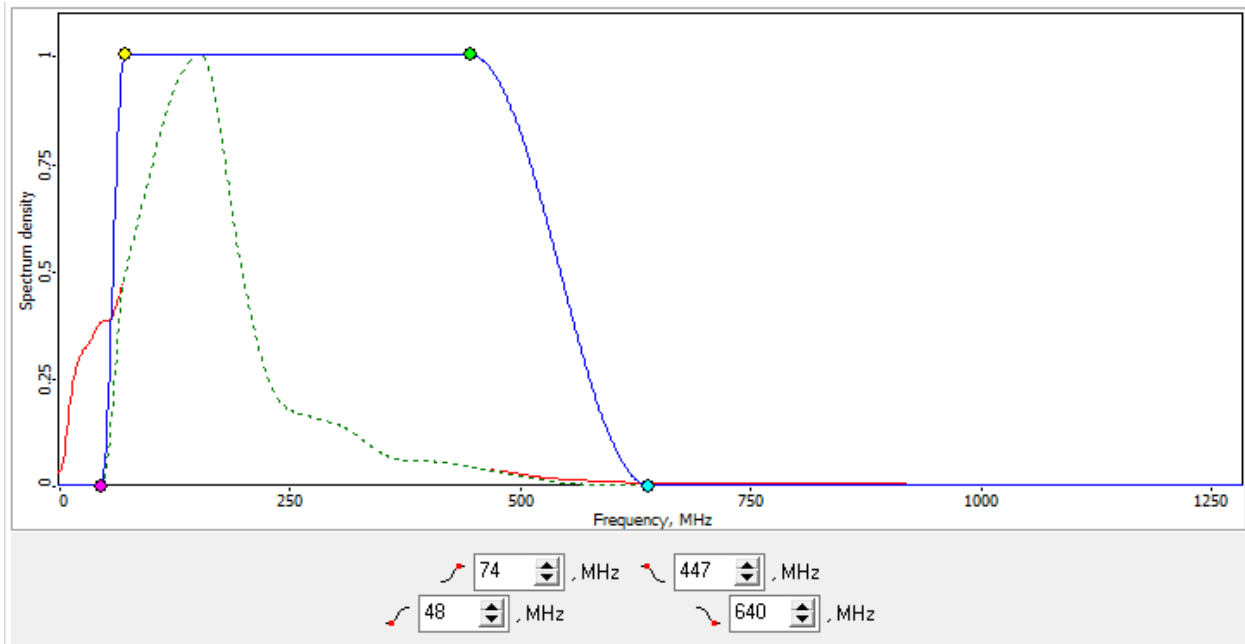
Löögikordade arv sõltus suuresti pinnasest. Näiteks, mida pehmem oli pinnas, seda rohkem oli vaja löögikordi, et juhuslikku müra ja kasulikku informatsiooni teineteisest diferentseerida. Enamasti jäi löökide arv 8 ja 14 vahele. Töö autor osales kõigil välitöödel ning tegi läbi ka kõik andmete töötamise etapid.

3.2 Georadariga saadud andmete töötlemine ja interpreteerimine

Georadariga saadud andmed on algsel kujul informatsioonivaesed. Töötlus on radargrammidel vajalik, et vähendada müra ja võimendada kasuliku teabe hulka. Selleks kasutatakse spetsiaalseid radariandmete töötamiseks mõeldud tarkvarasid. Käesoleva uuringu käigus kasutati programmi Prism2. Mõneti sarnaneb georadari andmete töötlus seismika omadega, siiski mõlemad jäävad oma iseärasuste juurde. Erinevaid töötlemise võtteid on kirjeldatud ja illustreeritud nii käesoleva töö autori kui ka mitmetes teistes lõputöödes (Sarv, 2015; Sibul, 2009).

Sageli on esimeseks käiguks madalasagedusliku müra eemaldamine radargrammidelt. Selleks kasutatakse sagedusfiltrit (Prism2 programmis nimega „*filter*“), mis on oma olemuse poolest trapetsi-kujuline ribapääsfilter. See tähendab, et on olemas keskne sageduste vahemik, mis jäetakse täiel kujul alles, ning kahel poolt seda jäävad elektromagnetlainete sagedused teatud piiri ulatuses selektiivselt alles. Summutatakse kõik sagedusvahemikud, mis jäävad neist märgitud sageduste väärtustest välja poole (joonis 8). Madalasageduslikud komponendid võivad olla tingitud näiteks instrumentaalsest mürast.

Sügavuse suurenedes peegeldunud elektromagnetlainete amplituud väheneb, mistõttu näeb ilma igasuguse võimendusega sügavuse kasvades radargrammi aina kehvemini. Üheks põhjuseks on lainete geomeetriline hajumine ruumis. Siin tuleb appi võimalus sügavamalt saabunud signaale võimendada. Võimenduse ulatuse saab mitmel erineval viisil ise määrata, kas siis näiteks mingi ajaakna keskmise signaali suhtes (AGC – *automatic gain control*) või näiteks sügavuse suurenedes proportsionaalselt ka võimendust tõsta (funktsioon „*gain*“). Käesoleva uuringu jooksul saadud radargramme võimendati vastavalt vajadusele just selle viimase meetodiga.



Joonis 8. Näide trapetsikujulisest ribapääs-filtrist. Alles jäetakse kõik sagedusvahemikud 74 – 447 MHz vahel. Osaliselt säilitatakse vahemikud 48 – 74 MHz ning 447 – 640 MHz. Kõik sageduslikud komponendid eemaldatakse, mis jäävad alla 48 MHz või üle 640 MHz.

Siiani on töötamise jooksul radargrammid olnud aeg-distsants graafikul. Selleks, et aja teljest saaks tegelik sügavuse telg, on vaja leida keskmine elektromagnetlainete leviku kiirus vastavas pinnases. Elektromagnetlainete levikukiirus (v) pinnases on pöördvõrdeline pinnase suhtelise dielektrilise läbitavuse (ϵ_r) ruutjuurega. Valem ise on:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}},$$

kus c on elektromagnetlainete levikukiirus vaakumis. Radargrammidel on võimalik keskkonna dielektrilist läbitavust leida kasutades ära punktobjektidest tekkinud hüperboole. Hüperbooli haarade kallutus annab aimu seal levinud elektromagnetlainete kiirusest. Radari poolt välja saadetud lained levivad erinevates suundades laiali ning samuti ka registreeritakse erinevatest suundadest tagasi tulnud laineid. Selle tõttu nähakse punktobjekti, näiteks suuremat kivi või toru, nii enne kui ka peale radariga üle objekti käimist. Programmi Prism2 puhul piisab hüperbooli tööriista kasutamisel (“hyperbola”) enda kujutatud hüperbooli seadmisel samasuguseks nagu seda on radargrammil esinev hüperbool. Vastavalt haarade kallutusele annab tööriist ise ka vastava keskkonna dielektrilise läbitavuse. Leides ja sisestades programmi profiilil mõõdetud keskmise dielektrilise läbitavuse väärtuse on leitava elektromagnetiliste lainete levikukiiruse kaudu võimalik läbilõike viia õigesse sügavusskaalasse. Viimasena lisatakse juurde profiili

topograafiline info (“*topography*”), et anda profiilile õiged kõrguse absoluutväärtused ning kujutada ka profiili maastikulist ilmet.

3.3 Seismomeetriliste andmete töötlemine ja interpreteerimine

3.3.1 Tomograafia

Seismiliste lainete esimeste saabumisaegade põhjal on võimalik tomograafia kaudu konstrueerida seismiliste lainete kiiruste läbilõige. Esimeste saabumisaegade puhul peetakse silmas aega, mil esimene seismilise laine võnge (eelistatult pikilaine oma) jõuab kindla geofonini. Seega, mida kaugemal on geofon seismiliste lainete allikast, seda kauem ka võtab aega seismiliste lainete jõudmine geofonini. Samas pole allikast kaugenedes lainete saabumisaja kasv lineaarne. Kui esmalt jõuavad esimeste vastuvõtjateni otselained, siis teatud distantsist alates edestavad otselaineid esimeselt peegelduvalt kihilt tagasi jõudvad murdunud lained. Enamasti on esimeseks konkreetsemaks reflektoriks aluspõhja pealispind.

Selleks, et esmaseid saabumisaegu oleks võimalik kasutada, on need vaja esmalt seismogrammidel ära märkida. Seda on võimalik teha nii käsitsi, automaatselt kui ka kombineeritult. Selle meetodi efektiivsus sõltubki suures osas suutlikkusest määrata ära esmased seismiliste lainete saabumisajad võimalikult täpselt. Alati pole see lihtne. Seismogrammidel esimeste jõnksude leidmine võib olla raskendatud müra või nõrga signaali enda tõttu ning võivad asetseda erinevatel kõrgustel profiili kõveruse või maapinna reljeefi erinevuste tõttu (Kearey and Brooks, 2002). Selleks, et võimalikult hästi vajalikku informatsiooni kätte saada on seismogrammil võimalik seismilisi laineid vastavalt vajadusele võimendada või summutada.

Tomograafilise mudeli koostamiseks jagatakse uuritav maa-alune piirkond plokkideks. Igale plokile antakse mingi algne pikilainete kiiruse väärtus. Eeldatakse, et laine liigub ajaliselt kõige lühemat teekonda pidi (Zhang and Toksöz, 1998), sest tegelikke lainete leviku teekondi on väga raske kindlaks teha (Kearey and Brooks, 2002). Kasutades vähimruutude meetodit korrigeeritakse iteratsioonide käigus plokkide lainete leviku kiirust, nii et need sobiksid kokku algselt märgitud lainete esmaste saabumiste aegadega. Loodud mudelit ning algseid andmeid pidevalt võrreldakse omavahel ning antakse ka ruutkeskmise hälve mõõdetud ja arvutatud saabumisaja vahel. Veamäär on hea mudeli tegelikkusega vastavuse indikaator – mida väiksem, seda parem (Zhang and Toksöz, 1998).

Maapinnalähedaste seismiliste lainete kiiruste jagunemist ja paiknemist võib ära kasutada mitmetel otstarvetel. Näiteks annab see võimaluse heita pilk kivimite litoloogiale, poorifluididele ja kivimite purustatusele, mida annab rakendada väga eritüüpi uuringute otstarbeks. Nagu mitmete teistegi geofüüsikaliste meetodite puhul annab ka tomograafiat rakendada väga varieeruva sügavuse ulatuses, alates väga maapinnalähedastest arheoloogilistest või ehitusgeoloogilistest uuringutest kuni sadade meetrite sügavuseni välja. Tomograafia tulemused on tihti heaks abivahendiks peegeldunud lainete meetodi kaudu saadud andmete töötlemisel ja tõlgendamisel (Kearey and Brooks, 2002).

Käesoleva uuringu käigus loodi tomograafiline läbilõige juhendaja kirjutatud programmis. Profiilide rahkla1601 ja rahkla1602 puhul läbiti 100 iteratsiooni. Profiilide olemuse kõige paremaks esindamiseks valiti rahkla1601 puhul läbilõike sügavuseks 70 m ning rahkla1602 puhul 50 m. Liiga sügav või madal sügavusskaala võib hakata kajastama asju, mida tegelikult ei eksisteeri või, vastupidiselt, hoopis jätta osa olulisest infost välja.

3.3.2 Peegeldunud lainete meetod

Peegeldunud lainete meetodi korral ei sõltu uuringusügavus geofonide liini pikkusest, sest siin kasutatakse registreeritud laineid, mis saabuvad tagasi ligikaudu sama nurga alt nagu välja saadetud laine (Kearey and Brooks, 2002).

Uuringusügavus on väga varieeruv ning oleneb suuresti uuritavast kehast endast, kas soovitakse uurida maapinnalähedast ala või lausa vahevöö ülaosa. Kõige laialdasemalt kasutatakse seda meetodit struktuurigeoloogias, ehitusgeoloogias, hüdrogeoloogias ja potentsiaalsete keskkonnohtude uuringutel (Bexfield jt. 2006; Sharma, 1997).

Töötlustappide teostamisel ja lõpptulemuse kuvamisel kasutati nii juhendaja kirjutatud programme kui ka vabavaralist paketti Seismic Unix.

3.3.3 Seismiliste andmete töötlemine

Seismiliste andmete töötluste peamiseks eesmärgiks on kasuliku info võimendamine ja ebavajaliku müra vähendamine. Üldiselt tuleks lähtuda kasinuse printsiibist, kus erinevaid töötluselemente tuleks kasutada nii palju kui vaja ning nii vähe kui võimalik, sest liigse töötlusega võivad lõpptulemusse sisse tulla moonutused, mida tegelikkuses maa all ei esine (Yilmaz, 2001).

3.3.3.1 *Staatilised parandid*

Geofonide liin võib asetseda väga reljeefsel maastikul või esineb pinnakattes suuri paksuse või seismiliste lainete kiiruste erinevusi. Reljeefis madalamal paiknevates geofonides registreeritakse laine varem kui kõrgemal paiknevates geofonides ning varieeruva koostisega pinnases liiguvad seismilised lained erineva kiirusega ning ka selle tõttu saabuvad võnked geofonidesse erinevatel aegadel (Sharma, 1997). Ajaga, mil laine läbib 1 m pinnakatet, võib see aluspõhjativimite läbida 2–4 m. Samuti on näiteks pikilainete levikukiirus sõltuv ka kivimi või settematerjali veega küllastatuse suhtes, liikudes kuivemas pinnases aeglasemalt kui veega küllastunud pinnases.

Staatiliste parandite teostamine näeb välja mõõtmiste viimise referentspinnale ning mingi osa maapinna lähedal asuvast madalama seismiliste lainete kiirustega pinnase „vahetamist“ sama paksuse aga ühtlase kõrgema kiirusega pinnase vastu. Referentspind võib asuda näiteks pealpool murenenud pinda või ka maapinnast kõrgemal. Pikemate profiilide puhul võib referentspind järgida silutud reljeefi. Paksuse vahemik murenenud kihi algusest kuni daatumpinnani vahetatakse välja materjali vastu, milles seismilised lained liiguvad sama kiiresti kui murenemiskooriku all olevas aluspõhja kivimi ülemistes kihtides. Murenenud pinna/pinnakatte paksust saab hinnata näiteks seismilise tomograafia alusel.

Sisuliselt liigutatakse vastavalt vajadusele seismogramme kas ajaliselt varasemaks või hilisemaks. Kõige enam toob see kasu sügavamate reflektorite esile toomiseks, mis olid enne parandite sisse viimist ajalise nihke tõttu paigast ära (Everett, 2013). Kui staatilisi parandeid ei teostata õigesti, ei pruugi hilisema töötlusetapi käigus seismogrammid stäkkida korrektselt ning võivad pildile tekkida näivaid maa-aluseid objekte, mida tegelikult ei esine.

Käesolevas töös tuginesid staatilised parandid tomograafilistel läbilõigetel. Liinidel rahkla1601 ja rahkla1602 asendati maapinnalt kuni 15 m sügavuseni aeglasem osa kiirustega vastavalt 1600 ja 1500 m/s. Parandite väärtused jäid profiilil rahkla1601 vahemikku 2–24 ms ja profiilil rahkla1602 6–14 ms.

3.3.3.2 *Filtreerimine*

Igasugust võnkumist võib iseloomustada erinevate sageduste ja amplituudidega võnkumiste summana. Kui üht pidi on võimalik eri sagedusi kokku liita, siis on ka vastupidiselt võimalik seismogramm jagada komponentideks. See annab võimaluse valida seismogrammide töötlemisel,

milliseid sagedusvahemikke tahetakse sisse jätta ning milliseid mitte. Põhjuseid mõningate lainesageduste vahemike väljajätmiseks võib olla mitmeid (Yilmaz, 2001). Näiteks kõrgepinge liinid või alajaamad võivad enda lähedal asuvates geofonides seismiliste lainete registreerimisel sisse tuua 50 Hz sagedusega müra. Siin sobib kasutada näiteks ribatõkke filtrit (*notch* või *band reject*), kus elimineeritakse kitsal sagedusvahemikul esinev häiriv komponent (Yilmaz, 2001). Filtritüüpide seas on olemas ka madalpääs (*low-pass*), kus jäetakse alles ainult madalsageduslikud komponendid, kõrgpääs (*high-pass*), kus jäetakse alles ainult kõrgsageduslikud komponendid, ning ribapääs (*bandpass*), mis vastupidiselt eelmistele filtritele võtab määratud hulgal maha nii madala- kui ka kõrgeageduslikke komponente.

Filtreerimist võib mitmeid kordi kasutada erinevates seismiliste andmete töötlemise etappides. Tavaliselt toimub esimene filtreerimine päris töötamise algjärgus, kui soovitakse seismogrammidelt lahti saada lausalisest mürast. Hilisemad filtreerimised aitavad lahti saada teiste töötusetappide jooksul tekkinud ebavajalikest artefaktidest.

Käesolevas töös kasutati filtreerimist mitmes etapis. Liinil rahkla1601 kasutati trapetsikujulist ribapääs-filtrit, mille väärtusteks valiti 1, 2, 250 ja 500 Hz. Kõrgepingeliini lähedusest tingitud monosageduslikud 50 Hz komponendid eemaldati ribatõkke filtriga, mille väärtusteks valiti 45, 50 ja 55 Hz. Enne seismogrammide liitmist filtreeriti veel korra, kasutades väärtusi 10, 20, 150 ja 200 Hz. Liinil rahkla1602 kasutati ka trapetsikujulist ribapääs-filtrit, mille väärtusteks aga valiti 1, 2, 200 ja 300 Hz. Hilisemal filtreerimisel valiti väärtusteks 10, 20, 150 ja 200 Hz.

3.3.3.3 Võimendamine

Võimendada tuleb seismogramme mitmetel põhjustel. Eelkõige kasutatakse seda seismilise läbilõike kuvamise parandamise eesmärgil, seda näiteks sügavamate reflektorite paremaks esile toomiseks. Kuna lainete levikut allikast eemale kujutatakse sfäärina, siis mida kaugemale allikast minna, seda nõrgemaks jäävad maapinnas levivad ja peegelduvad kujutletavad seismilised lained (geomeetriline hajumine). Samuti väheneb lainete amplituud sõltuvalt laine sagedusest. Mida suurem on sagedus, seda rutem ka laine sumbub (Yilmaz, 2001).

Mida sügavamale laine levib, seda vähem tuleb tagasi kasulikku infot ning seda rohkem tuleb esile müra. Paraku võimendamisel ei eristata kasulikku informatsiooni ebavajalikkust ning sellega võimendatakse koos soovitud informatsiooniga ka ebavajalikku. Selle tõttu tasub seda kasutada

mõõdukalt (Yilmaz, 2001). Võimendamise alla võib lugeda ka normaliseerimist, kus toimub vastavalt meetodile või etteantud parameetritele üheaegselt müra vähendamine ning kasuliku signaali võimendamine.

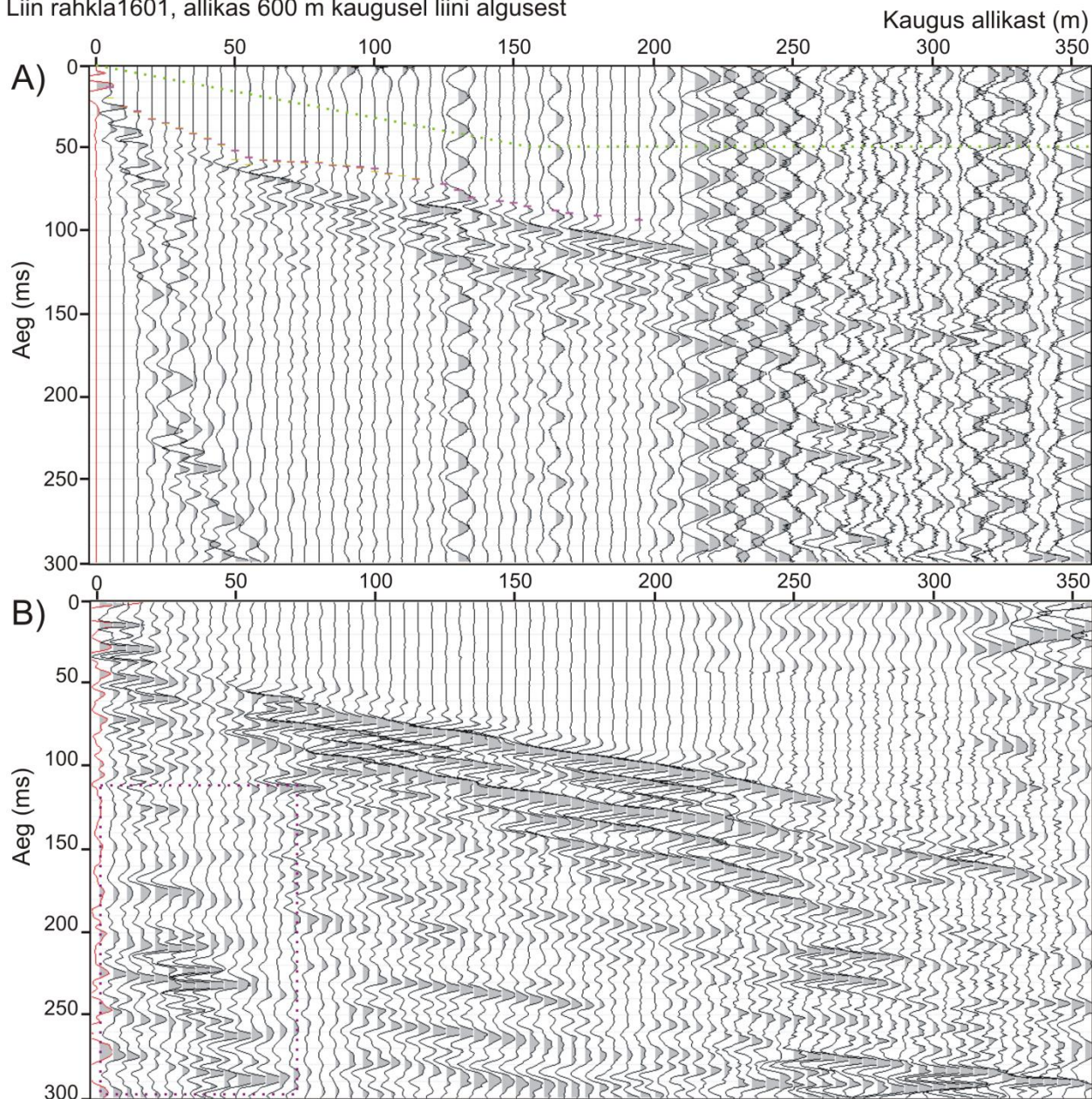
Käesoleva uuringu käigus kasutati mõlema seismilise profiili võimendamisel või normaliseerimisel meetodit, kus kõik seismogrammid jagati läbi ruutkeskmise väärtusega. Mida rohkem amplituud erines keskmisest väärtusest, seda enam seda ka võimendati.

3.3.3.4 *Kaldfilter*

Kaldfilter võimaldab vastavalt laine näivale levikukiirusele (sama signaali levimine kanalilt kanalile) määrata ära registreeritud võngete suhtelise amplituudi, eesmärgiga summutada müra ja võimendada kasulikku informatsiooni (Kearey and Brooks, 2002). See tähendab, et kaldfiltriga on võimalik näiteks seismogrammil erinevates piirkondades kõrvaldada samasageduslikke komponente, mis tavafiltri puhul on võimatu. Selleks jagatakse seismogramm erineva kiirusega liikuvateks signaalideks ning vastavalt näivkiirusele kas siis võimendatakse või summutatakse signaale. Seismogrammidel leiduva müra hulka võib lugeda ka parasjagu mitte kasutatavad eritüüpi seismilised lained, nagu näiteks otselained ja pinnalained, aga ka helilained. Erinevalt peegeldunud lainetest liiguvad need lained pinnases tunduvalt aeglasemalt ning selle tõttu on nad seismogrammil tunduvalt järsema kallakusnurgaga.

Kaldfiltri rakendamisel liinil rahkla1601 säilitati põhiliselt need signaalid, mis liikusid suurema näivkiirusega kui 3333 m/s. Liini rahkla1602 puhul säilitati kõik signaalid, mis sisuliselt tähendab, et kaldfiltrit ei rakendatud. Näide kaldfiltri rakendamisest ning eelmiste töötlusetappide tulemusest on näha joonisel 9.

Liin rahkla1601, allikas 600 m kaugusel liini algusest



Joonis 9. Näide seismogrammide kaldfiltriga töötlemise tulemusest (A – enne töötlust, B – pärast kaldfiltriga töötlust). Filter pole täiuslik, kuna siin võidakse leida kiirete näivlevikukiirustega lainete võnkeid ka kohtades, kus neid olla ei tohiks. Näiteks on loodud tehislikke juppe seismogrammi algusesse ajaliselt sügavasse piirkonda, kus tunduvalt aeglasemad pinnalained peaksid olema kaldfiltri seadete järgi eemaldatud (tähistatud joonisel B lilla punktiiriga). Lisaks kaldfiltri kasutamisele läbiti eelnevalt ka teised eelnevates alapeatükkides kirjeldatud töötlusetapid, nagu ribapääs-filtreerimine, ribatõkke-filtreerimine, võimendamine ja summutamine (ajavahemik 0–50 ms, tähistatud joonisel A rohelise punktiiriga). Lisaks on joonisel A roosade triipudega näha ka geofonidesse saanud välja valitud esmaste lainete saabumisajad, mida kasutati tomograafilise läbilõike loomiseks.

3.3.3.5 Saabumisaja parand ja stäkkimine

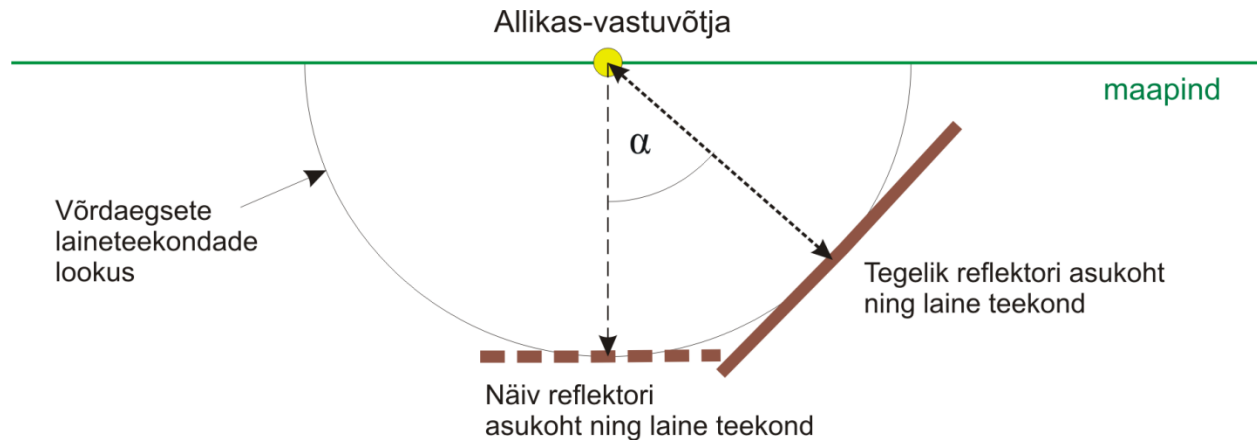
Iga geofoni poolt registreeritud seismogrammil on 3 geomeetrilist tegurit, mis selle olemust mõjutavad. Nendeks on allika, vastvõtja ning maa-aluse peegelduva pinna asukoht maapealse suhtes. Viimast kutsutakse kesk-punktiks ning see asub maa-all kohas, millega kohakuti maa peal paikneb saatja- ja vastuvõtjavaheline keskpunkt. Kui kõik seismogrammid kokku liita, mis iseloomustavad üht ja sama keskpunkti, olenemata allika ja geofoni asukohtadest, saadakse seismogrammide kogum (*Common midpoint (CMP) gather*). Ühise keskpunktiga seismogrammide kokku liitmine (stäkkimine, *stacking*) võimaldab kasuliku informatsiooni võimendamist ning juhusliku müra vähendamist (Gazdag ja Sguazzero, 1984). Signaali ja müra suhte parandamise määr seismogrammil on võrdeline ruutjuurega liidetud seismogrammide arvust. See tähendab, et signaali–müra suhte 2 korda paremaks muutmisel on vaja liita 4 seismogrammi, 3 korda paremaks aga 9 seismogrammi (Everett, 2013; Sharma, 1997). Kui seismogrammid liidetakse kokku õigete kiirustega, siis üksteisega faasis olevad võnked aga liidetakse ja võimendatakse, aga kõik võnked, mis pole üksteisega faasis, tühistavad teineteist. Liidetud seismogramm on ekvivalentne vertikaalse laineteeconnaga, mis tähendab, et tinglikult seatakse allikas ja vastuvõtja ühesse ja samasse punkti, ning nimetatakse ka tihti 0-vahekaugus seismogrammiks.

Selleks, et stäkkimine oleks võimalik, on eelnevalt vaja registreeritud lainete saabumisajad tuua ühisele algusajale. Mida kaugemal asuvad geofonid allikast, seda kauem võtab aega seismilistel lainetel vastavatesse geofonidesse jõudmine. Igalt peegelduvalt pinnalt saabuv laine jõuab järgmisesse geofoni teatud hilineumisega ning saabumisaja muutus pole lineaarne. Kui jälgida ühe ja sama reflektori signaali piki liini, siis on näha, et registreeritud võnked moodustavad distant-aeg graafikul hüperbooli, mille tipp asub vastava seismiliste lainete allika juures. Aeg, mille poolest erineb seismilise laine registreerimine allika ja mõne teise kindla geofonigrupi vahel, kutsutakse nihkeaja parandi väärtuseks (NMO – *normal moveout*). Enne stäkkimist on vaja hüperboolsed signaalid viia horisontaalselt joonda, ehk kõrvaldada kaugeneva allika ja vastuvõtja vahemaa mõju seismogrammidel. Seda nimetatakse nihkeaja parandiks. Nihkeaja parandit viiakse läbi nihkeaja kiiruse määramisega seismogrammil leiduvatele reflektoritele (Gazdag ja Sguazzero, 1984; Yilmaz, 2001).

Stäkkimiskiirust kasutatakse seismogrammide parimaks üksteisega liitmiseks. Stäkkimiskiirus ja nihkeaja kiirus on horisontaalselt lasuvate reflektorite puhul sama. Stäkkimiskiirus aga sõltub mitte ainult üksteise peal lasuvates kivimkihtides liikuvate seismiliste lainete kiirusest aga ka reflektorite kallakusnurgast. Kui stäkkimiskiirus valitakse valesti on seda näha ka seismogrammidel.

3.3.3.6 Migreerimine

Kui üldiselt on probleemiks kaldu asuvate reflektorite põhjustatud väärad näivad peegeldumisasukohad, siis migreerimise läbi pannakse peegeldumissündmused piki profiili oma õigetele asukohtadele (Gray jt. 2001; Everett, 2013; Kearey and Brooks, 2002; Yilmaz, 2001). See toimub läbi punktobjektide ja rikete poolt põhjustatud difraktsioonisündmuste lõhkumise ning kogu seismilise läbilõike rekonstrueerimise. Stäkkimise käigus määrati allikas ja vastuvõtja ühesse ja samasse punkti. Kui üldiselt kujutatakse peegeldumissündmust täpselt vertikaalselt saatja-vastuvõtja punktist all pool, nagu seda horisontaalse reflektori puhul ka on, siis tegelikkuses võib reflektor paikneda ükskõik, millises suunas lookusel, mida iseloomustavad punktid võrdväärse laine mõlemasuunalise levikuajaga (joonis 10). Mida suurem on reflektorite kallakusnurk, seda enam peegeldumissündmuse asukoht peale migreerimist muutub (Kearey and Brooks, 2002). Kui kaldu olevate peegelduvate pindade õigeks asukoha määramiseks on migreerimine oluline, siis horisontaalsete reflektorite puhul pole see ilmtingimata vajalik ehk piisab ainult stäkkimisest (Yilmaz, 2001).



Joonis 10. Tegelik reflektor võib paikneda ükskõik millisel võrdaegset laineteekonda esindaval lookuse punktil. Kui tegemist on homogeense keskkonnaga on lookus perfektne poolkaar. Tegelikult aga võivad seismiliste lainete leviku kiirused olla väga varieeruvad ning selle tõttu täiuslikku poolkaare kujulist lookust välja ei joonistu. See siiski ei tähenda, et mõtte sisu selle tõttu muutuks. Alfa tähistab näiva ja tegeliku reflektori laineteekondade vahelist nurka.

Sisuliselt on migreerimine pöördprotsess, kus vastuvõtjateni saabunud lained projitseeritakse tagasi neid peegeldanud pindadele. Sisenditena kasutatakse lainete peegeldunud pinnalt geofonidesse jõudmiseks kulunud aega. Kuigi põhimõte on migreerimisel üks ja sama, siis protsessi ennast võib jällegi läbi viia mitmel erineval meetodil (Gazdag ja Sguazzero, 1984).

Migreerimisel saab rääkida kahest erinevast tulemivormist. Selle tulemusi võib esitada läbilõigetena, kus horisontaalseks mõõtmeks on distantis profiili algpunktist ning vertikaalseks mõõtmeks on kas aeg või sügavus (Kearey and Brooks, 2002). Kuigi tõelisemateks koordinaatideks peetakse maa puhul distantisilist sügavust, siis vahel on interpreteerijatel kasulik kasutada vertikaalsete koordinaatidena aega (Yilmaz, 2001). Ajalist migratsiooni on võimalik ümber kalkuleerida sügavuse omaks kasutades kiiruste andmestikku. Kuna sisendkiiruste valikul esineb alati ebatäpsusi, on ajalise vertikaalmõõtmega läbilõige täpsem. Juhul kui aga maapinnas esineb suuri lateraalseid kiiruse muutuseid, ei anna ajaline migratsioon enam õiget pilti. Vahel on ka kasulik ühe uuringu kohta teha mõlemad migreerimise variandid läbi (Gray jt. 2001). Käesoleva uuringu käigus piirduti sügavuse skaalaga läbilõikega.

Migreerimist on ka võimalik läbi viia enne stäkkimist. Kuna seismogrammide liitmise läbi vähendatakse seismogrammide arvu, väheneb ka migreerimiseks kasutatav andmemahd ning selle

läbi kogu protseduuriks kuluv aeg. Samas keerukamates geoloogilistes situatsioonides ei pruugi selline lähenemine olla niivõrd kasulik, sest osa informatsioonist võib kaotsi minna sellega, et stäkkimisel kasutatakse kiiruseid, mis sobivad üksteist lõikavate peegeldavate kallakuspindade puhul kas ühele või teisele pinnale, aga mitte mõlemale (Gazdag ja Sguazzero, 1984; Yilmaz, 2001). Seega stäkkimise tulemusel saadakse töödeldud ja lihtsustatud variant originaalsetest allika-vastuvõtja signaalist. Sellistel juhtudel võib olla parem migreerida kõiki ühise allikaga seismogrammid eraldi ning alles hiljem migreeritud seismogrammid omavahel stäkkida peale NMO parandit. Viimane meetod on üldiselt ressursikulukam, aga võib anda parema pildi ja usaldusväärsemad stäkkimiskiirused (Kearey and Brooks, 2002). Ka Rahkla langatusel kogutud seismogrammide töötlemisel kasutati stäkkimisele eelnevat migreerimist.

Üheks migreerimist mõjutavaks parameetriks on näiteks maksimaalne reflektori kallakuse väärtus, millega migratsiooni käigus arvestatakse. Sisuliselt määrab see parameeter ära migreerimiseks kasutatavate lainete geofoni saabumise ulatuse. Nurga suurust arvestatakse geofoni maapinnaga risti asuvast teljest ning selle suurus varieerub 0–90 kraadi vahel telje mõlemas suunas (joonis 10, tähistatud alfaga). Käesoleva uuringu käigus töödeldud seismomeetrilistel profiilidel sai kallakusnurgaks määratud 50 kraadi. Kui migreerimisel kasutatav nurk on valitud väiksem kui maa all esinevate reflektorite kallakusnurgad, siis pole migreerimisel võimalik neid reflektoreid õigesti kuvada. Samas kui nurga väärtus sisestatakse liiga suurena, suureneb ka oluliselt müra hulk migreeritud läbilõikes, sest siis hakkab algoritm taga otsima ja tehislikult looma suure kallakusnurgaga objekte. Seega migreerimisel kasutatava õige kallakusnurga leidmine on järjekordne tasakaalu saavutamine pildi tõepärasuse ja kvaliteedi suhtes (Yilmaz, 2001).

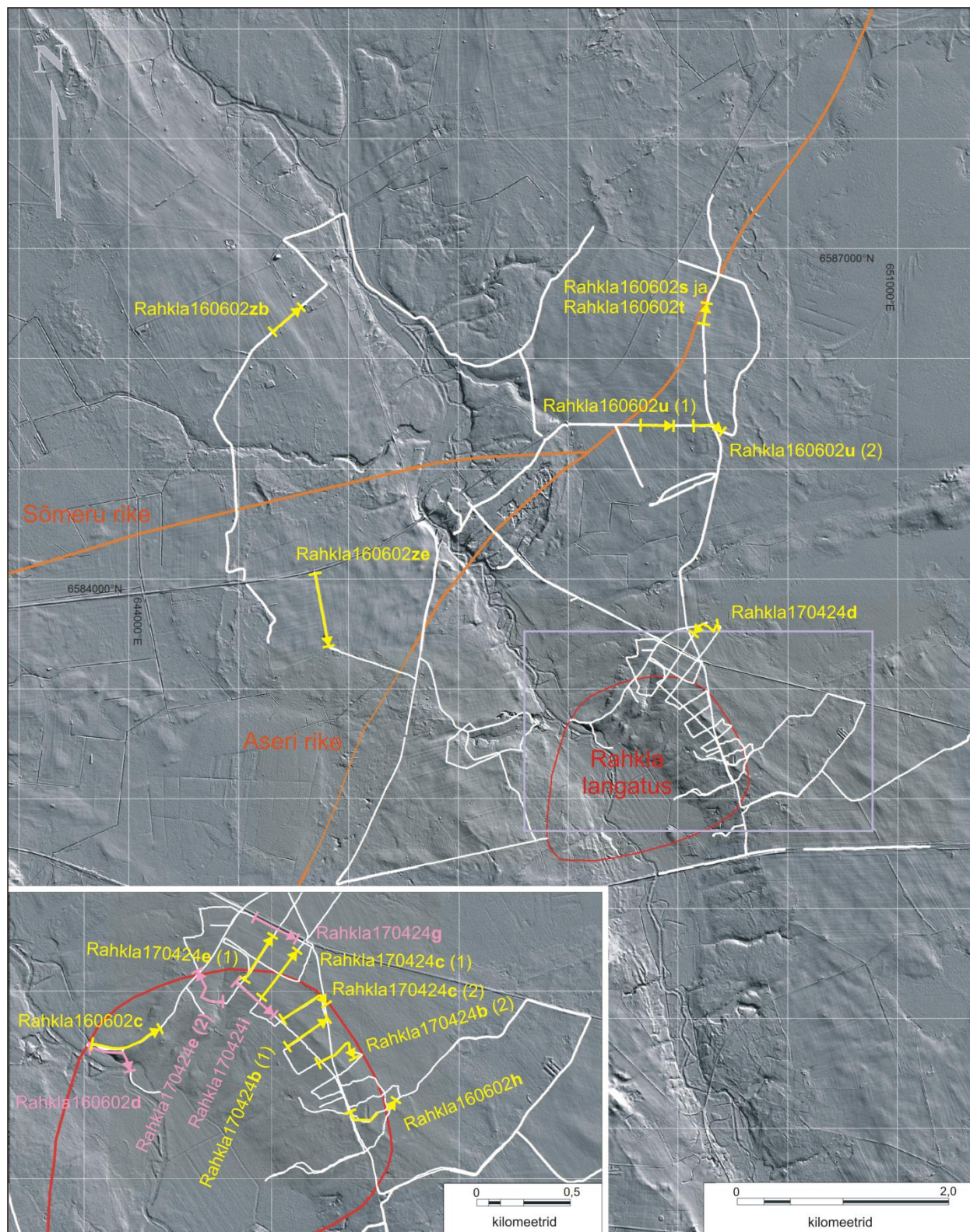
Selleks, et migreerimine õnnestuks, peab andmete kvaliteet olema väga hea. See tähendab nii häid algandmeid, andmete töötlust kui ka näiteks migreerimisel kasutatavaid parameetreid ja kiirusmudeleid. Lisaks võivad madalasügavuseliste uuringute puhul pinnase heterogeensuse tõttu migreerimisel sisse tulla tehislikke artefakte, mis võivad geoloogilist interpretatsiooni segada (Everett, 2013).

4 Tulemused

4.1 Georadar

Georadari abil saadud profiilid kujunesid väga eriilmelisteks. Esindatud olid mitmed erinevad pinnasetüübid, erinev aluspõhja nähtavus ning aluspõhjale omased deformatsioonivormid. Laias laastus jagunesid radargrammidel määratletud pinnasetüübid liiva, moreeni ja kruusa vahel. Kuiva liiva puhul võis täheldada selgeid subparalleelseid ning sügavalt peegeldunud kihte. Vahest oli märgata ka põhjaveetasel tähistavat peegeldust. Moreeni ilme radargrammidel on tunduvalt säbrulisem ning moreeni hea elektrijuhtivuse tõttu on ka radargrammidel nähtavus tunduvalt madalam kui enamiku teiste pinnaste puhul. Harva kumas radargrammidel ka aluspõhja lasuva pinna peegeldus. See on tingitud üsna paksu pinnakatte (nt. mattunud oru kohal) või aluspõhja peal lasuva elektromagnetlainet varjestava savirohke pinnase tõttu. Lisaks võib lubjakivi ja liiva olla radargrammidel kohati küllaltki raske eristada mõlema keha sarnase mustri tõttu.

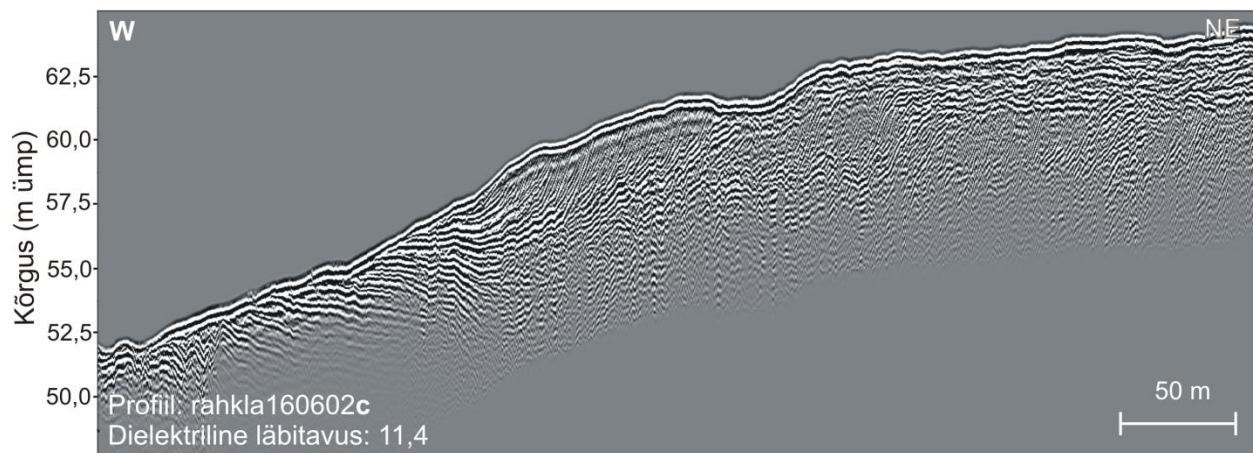
Küll aga tuli aluspõhi hästi välja rikete ja selgete lubjakiviplokkide pealenihete piirkondades. Riketest tulid välja nii Aseri kui ka Sõmeru rike. Oma normaallasuvusest eemaldatud lubjakiviplokke oli näha Rahkla langatuse lähiümbruses. Ülejäänud georadariga läbi käidud piirkond, eemal rikete piirkonnast ning langatusest, oli ilma nähtavate eriliste geoloogiliste struktuurideta. Kõik radariga läbitud teekonnad ja radargrammide näidete asukohad on tähistatud joonisel 11.



Joonis 11. Georadari profiilide näited. Kõik georadariga läbi käidud teekonnad on tähistatud valgete juttidega. Taustal on Maa-ameti reljeefikaart.

4.1.1 Langatuse lähiümbrus

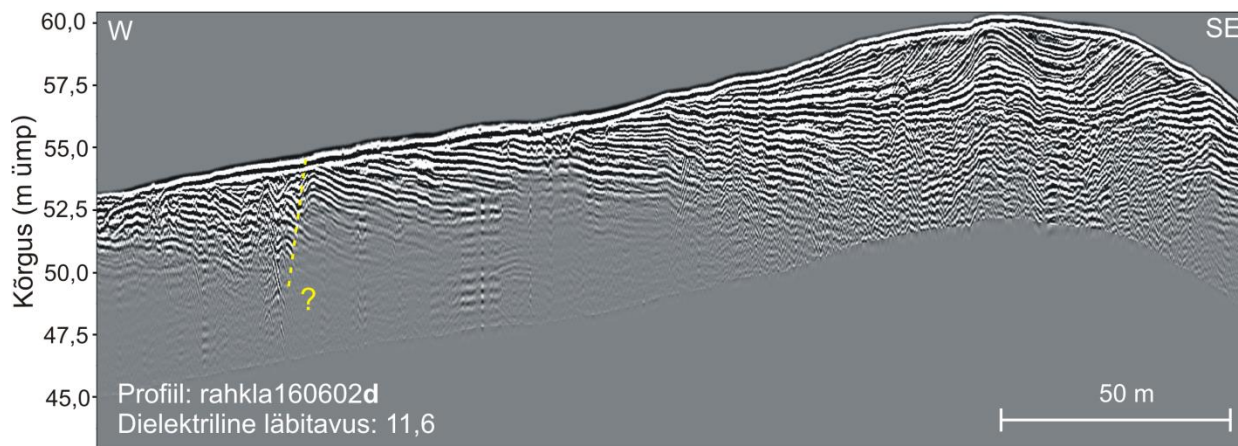
Langatuse lähiümbrust iseloomustavad mitmed laiaulatuslikud liivakehad, mitmed neist on ka väärinud maavarade geoloogias perspektiivalade nimetust. Maardlana on kasutust leidnud Rahkla langatusest ligikaudu 2 km kaugusel põhja suunas asetsev Sämi liivamaardla (Suuroja jt. 2006). Üks perspektiivaladest (Kunda-Jõe perspektiivala) asub ka langatuse alal Kunda ürgoru idanõlval. Seda liivakeha ületavad eri kohtadest mitmed georadari profiilid. Profiil rahkla160602c (joonis 12) kulgeb piki liivakeha ning suures osas kattub ka seismilise liiniga rahkla1601. Profiilil rahkla160602c tuleb oru nõlval üsna selgelt välja liivadele iseloomulik kihilisus, mis on tingitud näiteks terasuuruse muutusest. Liivakeha ülaosas kihilisus kaob. Põhjaveetasel tähistavat peegeldust pole täheldada. Radargrammil on paralleelkihilisus selgelt näha kuni peaaegu profiili lõpuni, muutudes lõpus ebamäärasemaks. Kui oru ülaosas on kihtide kallutatus oru suunas, siis mingist hetkest alates muutub nende kallutatus profiili reljeefi kallakuga vastupidiseks. Siin kohal võib tekkida kiusatus otsida nõlva alaosas lubjakivi pangast, aga võib olla ka seletatav näiva efektina, kus mängu tulevad näiteks kuiva ja niiske pinnase dielektrilise läbitavuse erinevused ning sellest tingitud elektromagnetlainete erinev levikukiirus läbilõike ülemises ja alumises osas.



Joonis 12. Profiil rahkla160602c. Kunda ürgoru idanõlval paiknev liivakeha.

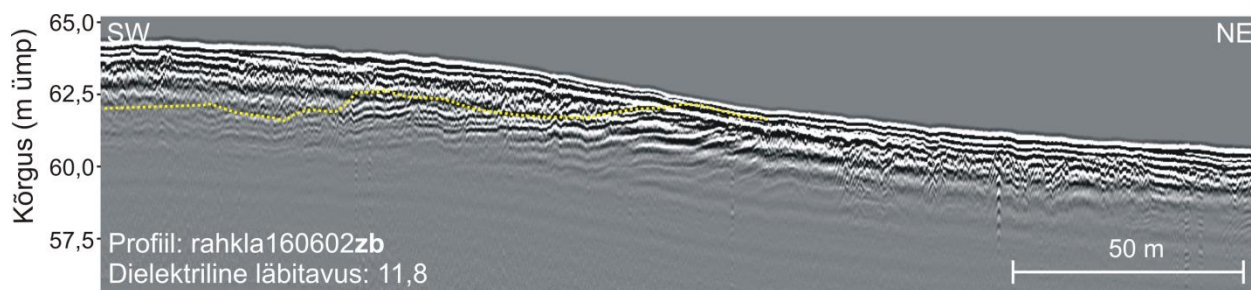
Profiili rahkla160602c esimesed 200 m kattub profiil rahkla160602d algusega. Profiil rahkla160602d puhul hakati tagasi sõitma mööda tulnud rada ning pöörati peale 200 m lõuna poole. Ületati ka sama liivakeha, mis tuleb radargrammil uuesti selgelt välja kihilise liivamustri kaudu. Liivakihid teevad läbi omapäraseid võnkeid, mis võivad olla tingitud nii algsest

varieeruvast settekeskkonnast kui ka georadari profiili käänu tõttu. Profiili algusosas võib jälle märgata paralleelkihilist moodustist, mis eristub säbrulisest pinnamoest üsna kontrastselt (tähistatud joonisel 13 kollase punktiiri ja küsimärgiga).

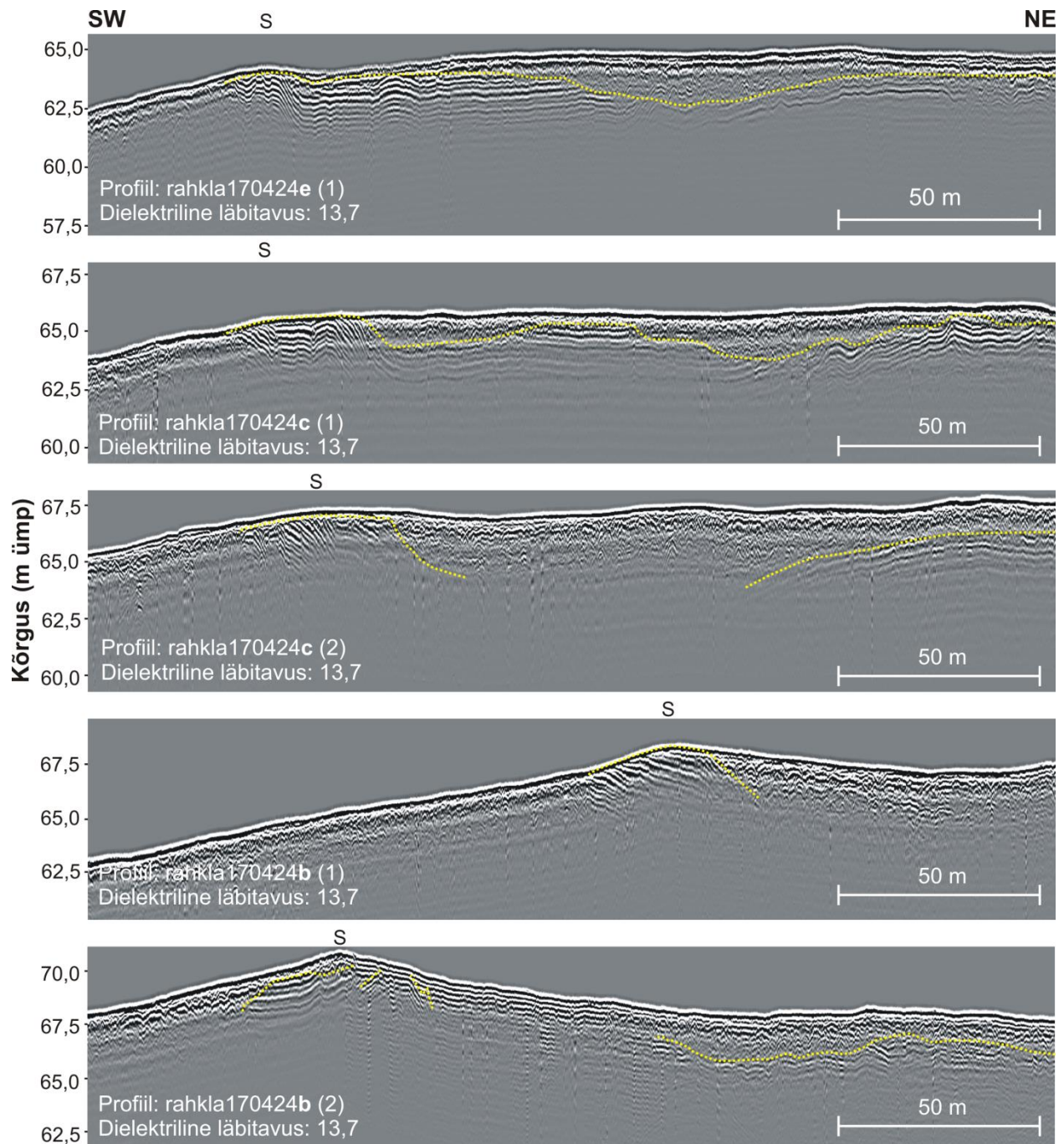


Joonis 13. Profiil rahkla160602d. Kunda ürgoru idanõlval paiknev liivakeha.

Kuigi esmapilgul võib see jätta lubjakivi pangase mulje, siis teravam pilk ja varasem kogemus julgeb selle idee kõrvale jätta. Lubjakivi kihid peaksid olema väljapeetumad ja ühtlasemad, seega on pigem tegu nii sellel profiilil kui ka eelmise profiili (rahkla160602c) lõpus ikkagi liivaga. Küll aga tuleb üks aluspõhjaline astang hästi välja profiilil rahkla160602zb (joonis 14), mis asetseb Kunda ürgoru läänepoolsel nõlval, aga jääb langatuse enda alast põhja suunas eemale. Aluspõhjasisesed kihid paistavad kergelt lainetavatena.

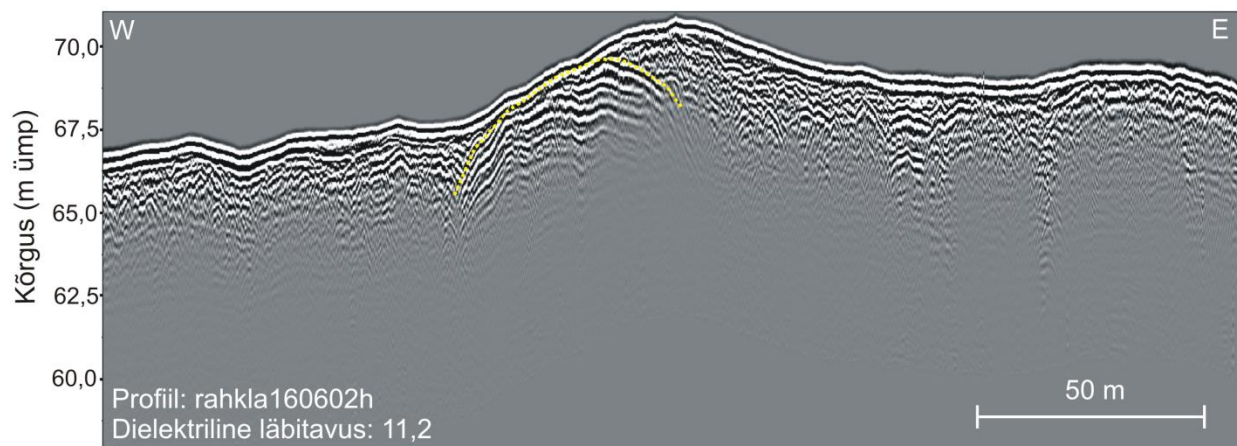


Joonis 14. Profiil rahkla160602zb. Kunda oru läänenõlval leitud aluspõhjaline astang. Kollasega on tähistatud aluspõhja lasuv pind.



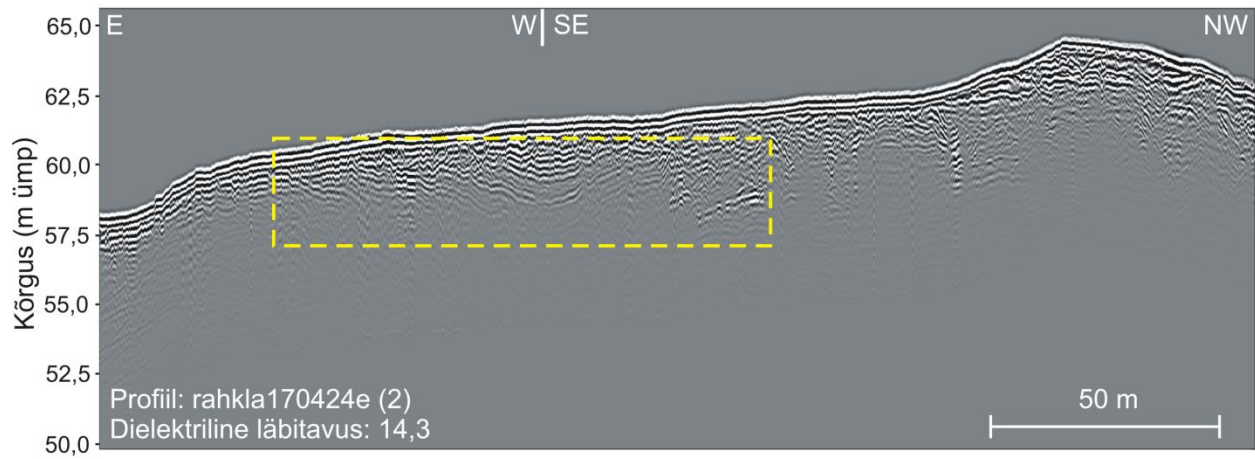
Joonis 15. Seljandikku ületanud radargrammide näited. Kõik näidetena välja toodud radargrammid on ühesuguse vertikaal- ja horisontaalmõõtkavaga. Kollasega on tähistatud autori interpretatsioon aluspõhja ning aluspõhjaliste plokkide kuhjete pealispinnast. S tähistab profiili lõikes seljandiku asukohta. Esimestel läbilõigetel väljendub seljandik punkti, kust edela suunas toimub reljeefi langus. Viimasel kahel läbilõikel on seljandik tähistatud ümbritsevast kõrgema alana.

Langatuse juures võis ürgoru idanõlval täheldada veel paar huvitavat struktuuri. Mitmed profiilid ületasid loode-kagu suunalist seljandikku, mis tuleb ka reljeefikaardil hästi välja (reljeef: joonis 11, läbilõiked: joonis 15). Radargrammidelt ilmneb, et seljandik on moodustunud kokku kuhjatud aluspõhja plokkidest. Sellele viitavad profiilidel esinevad mitme erineva kallakusnurgaga paralleelsete peegeldustega kogumid ja profiilil rahkla160602h (joonis 16) esinev üksik lubjakivi „muhk“. Need eristuvad eelnevalt nähtud kuivast kihilisest liivast selle poolest, et siin on kihid üsna selged ja pidevad ning ka näiteks radarilaine läbitavus pole olnud nii hea, kui seda oli liivase ala puhul. Siiski on kohati raske tõmmata mitme kiviploki vahele ühemõttelisi piire.

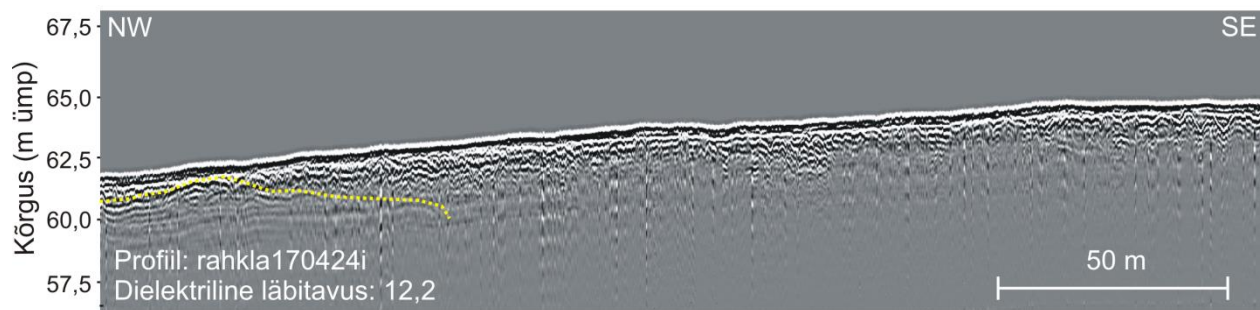


Joonis 16. Profiil rahkla160602h. Üksik lubjakivi kerge. Kollasega on tähistatud selle lasuvat pinda.

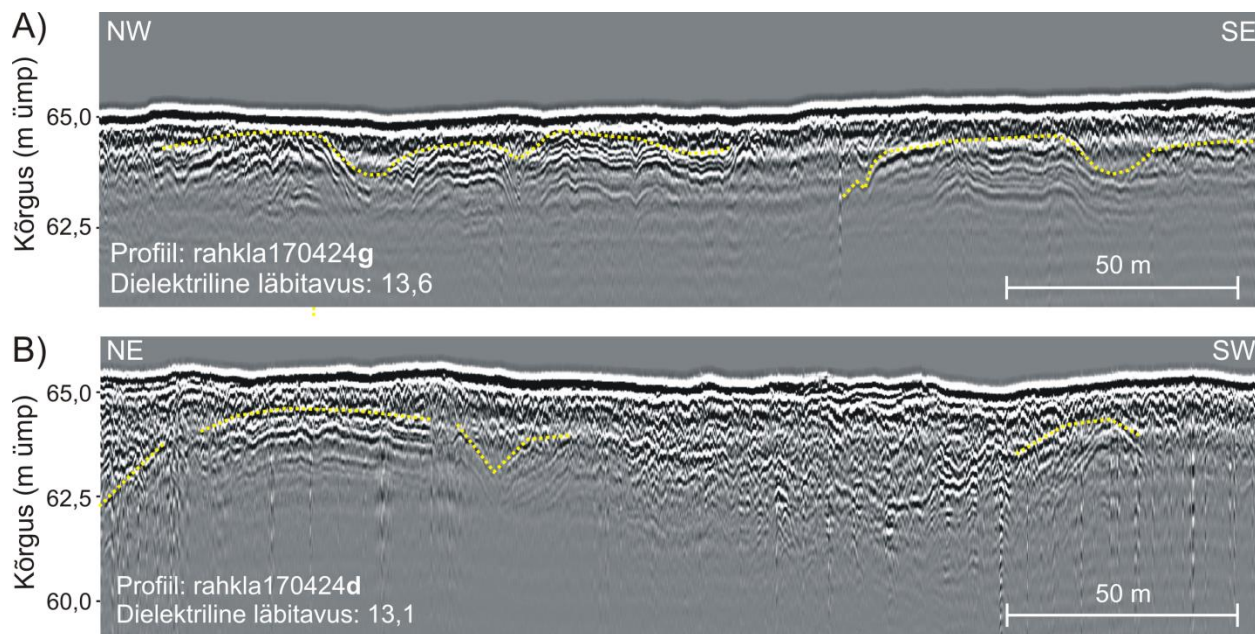
Kui seljandikust loode ja ida pool on üldiselt aluspõhja lasuvat pinda näha, siis Rahkla langatuse pool kaob aluspõhja lasuva pinna peegeldus ära. Erandiks on profiilil rahkla170424e (2) ja rahkla170424i leitud paekivi pangased (joonised 17 ja 18). Kõigi profiilide alguses on näha mõningast aluspõhja kivimite lasuva pinna langust Rahkla lohu suunas enne seljandiku esinemist (joonis 15). Lisaks on ka mitmetel profiilidel hästi näha, et peale aluspõhjaliste plokkide esinemise on langatuse lähiümbruses ka aluspõhi ise lainetuse näol deformeeritud. Deformatsioone esineb seljandiku suhtes nii piki (profiil rahkla170424g, joonis 19A) kui ka risti pidi (kõik profiilid, joonis 15). Samuti esineb rikutuid lubjakivi kihte langatusest eemal kirde suunas (profiil rahkla170424d, joonis 19B).



Joonis 17. Profiil rahkla170424e. Seljandikust lääne poole jääv lubjakivi plokk. Halb nähtavus radargrammil võib tuleneda ploki deformeeritusest.



Joonis 18. Profiil rahkla170424i. Aluspõhjaline plokk seljandikust edela pool. Üldiselt lõppes aluspõhjalist plokkide nägevus seljandikust edela suunas.

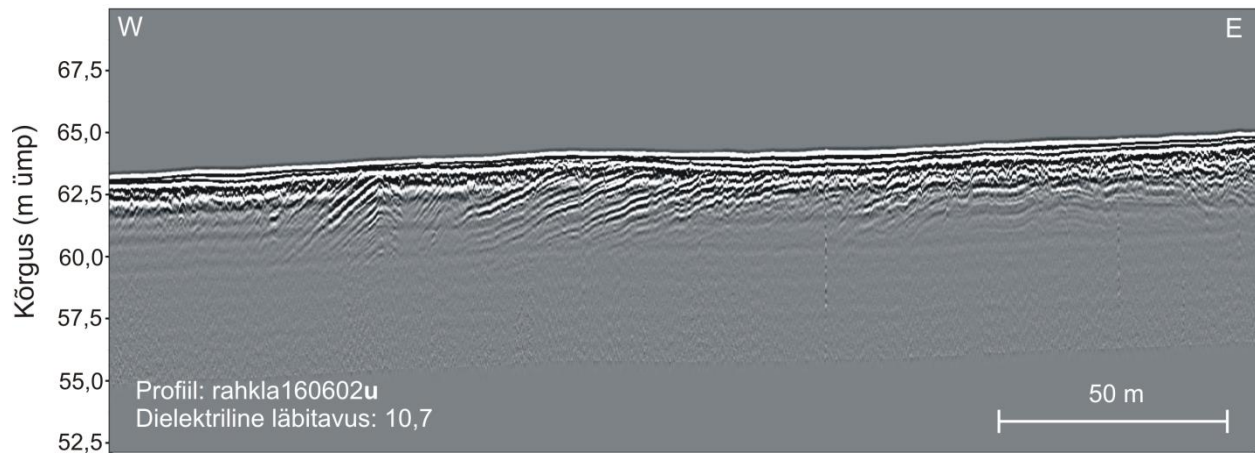


Joonis 19. A) Profiil rahkla170424g. Aluspõhja tugevat lainetust on näha ka paralleelselt seljandikuga. B) Profiil rahkla170424d. Rikutud lasumusega plokilist aluspõhja pealispinda on kohata ka seljandikust kaugemal (põhja suunas).

4.1.2 Aseri ja Sõmeru rike

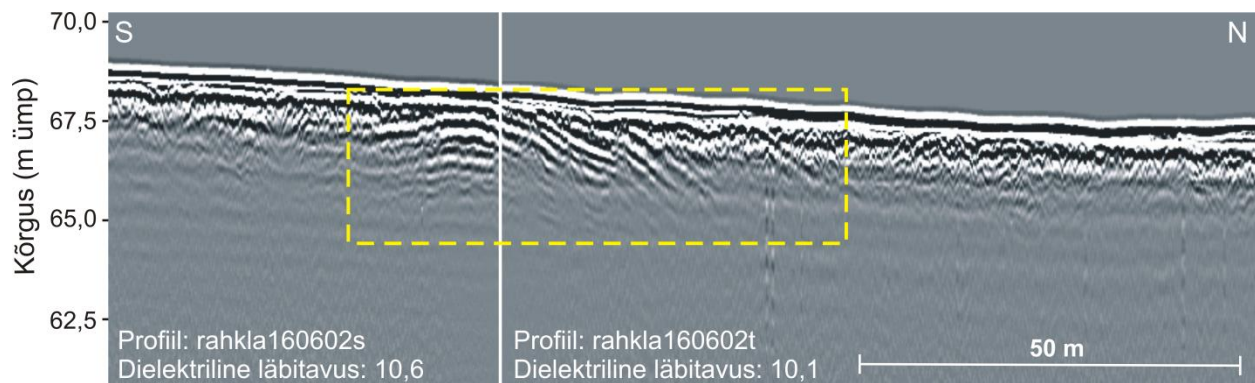
Lisaks Rahkla langatuse lähiümbruse uurimisele sai georadariga uuritud ka mitmed ümbruskonnas esinevad suuremad rikked. Kui Aseri rikke puhul võis eeldada, et see kajastub ka radargrammil, siis Sõmeru rikke puhul tuli see mõneti üllatusena. Nii Aseri kui ka Sõmeru rike pakkusid head silmaharjutust radargrammidelt rikete ära tundmiseks.

Aseri rike leidis kajastust kolmel profiilil: rahkla160602s, rahkla160602t ja rahkla160602u (joonis 11). Väga õrnalt oli riket näha ka profiilil, mis lõikab profiili rahkla160602u loode-kagu suunaliselt. Antud kohas varjas riket küllaltki paks pinnakate, mis kippus ähmastama aluspõhja peegelduste kuvamist. Teistel profiilidel, mis rikkejoont pidanuks ületama, oli rikke kindlaksmääramine keerulisem. See oli jälle tingitud üldistest pinnakatte eriärasustest, mis segasid aluspõhja peegelduste kajastamist või ära tundmist. Kõige paremini oli riket näha profiilil rahkla160602u (joonis 20). Aluspõhja kattis seal õhuke või peaaegu olematu pinnakate ning radari profiil ristus ka rikkejoonega soodsa nurga all (peaaegu üksteisega risti).



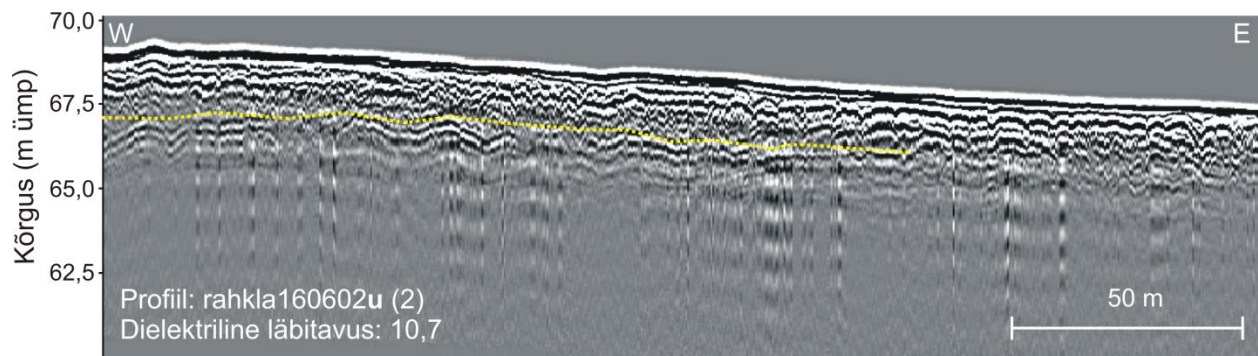
Joonis 20. Profiil rahkla160602u. Aseri rikkest tingitud aluspõhja kivimkihtide järsk kallutatus.

Samuti tuleb Aseri rike välja profiilide rahkla160602s ja rahkla160602t piiril. Sarnaselt eelmisele rikkeid ületavale profiilile on ka siin näha selgelt paralleelkihilisi moodustisi, mis on kallutatud ühes ja kindlas suunas. Rike ja georadari profiil pole ristunud soodsa nurga all, mistõttu on rikke läbilõige kergelt moonutatud.

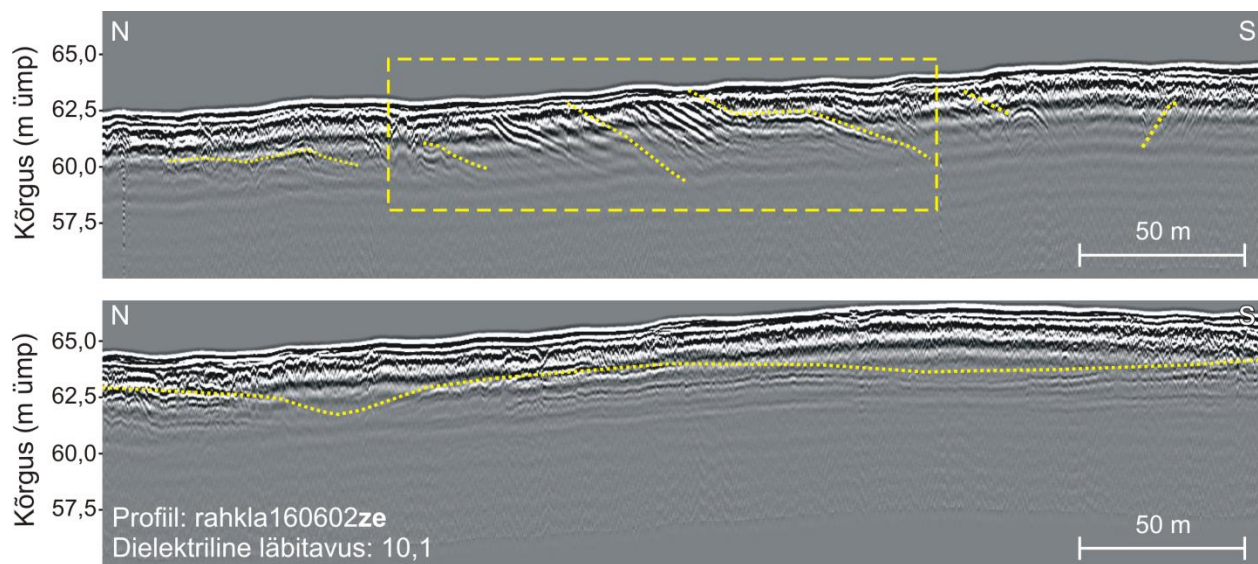


Joonis 20. Rahkla160602s ja rahkla160602t. Näide Aseri rikke ilmest radargrammil.

Aseri rikkest ida pool oli ka kohati näha aluspõhja lasuvat pinda. Sarnaselt langatuse ümbrusele lainetavad siingi aluspõhja ülemised kivimkihid (joonis 21). Samas lainetus paistab olevat profiili ulatuses ühtlasemalt jaotunud ning on amplituudi poolest väiksem kui seda näiteks seljandikul paiknevatel profiilidel (joonis 15) või profiili rahkla170424g (joonis 19) puhul näha oli.



Joonis 21. Profiil rahkla160602u. Lainelisi aluspõhja pealmisi kivimkihte on näha ka Aseri rikke vööndis.



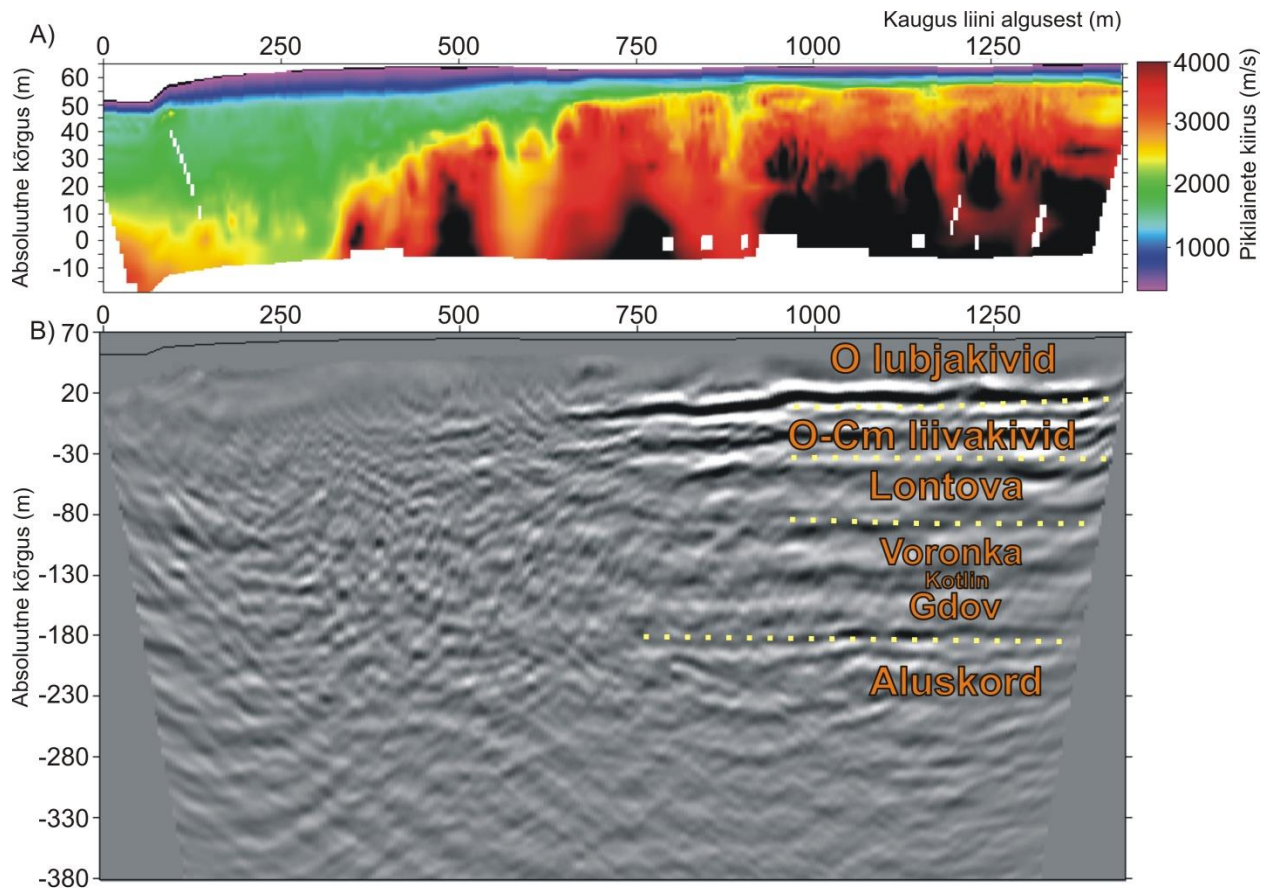
Joonis 22 Profiil rahkla160602ze. Sõmeru rikkest tingitud rikutud lasuvusega aluspõhja kivimid. Kastiga on tähistatud ala, kus lubjakivide kallutatatus on kõige märkimisväärses. Kollase punktiiriga on tähistatud lubjakivi kihtide kulgemist. Ülemine läbilõige jätkub alumisel pildil.

Sõmeru rike on nähtav profiilil rahkla160602ze (joonis 22). Ka sellest lääne pool oleval profiilil tuleb Sõmeru rike välja, kus see paikneb georadari profiili ja Tallinn–Narva maantee ristumisalal. Profiil rahkla160602ze kulges mööda kruusateed ning õhema teekatte tõttu tuli seal rike paremini esile. Lisaks katab riket õhuke või olematu pinnakate, mille tõttu ka nähtavus on võrdlemisi hea. Sarnaselt Aseri rikkele langevad ka siin lubjakivi kihid langenud tiiva suunas ehk lõuna poole. Tõusu ulatus pole aga määratletav. Rikke puhul on näha, et kihtide langemine ei toimu ühe ühtlase langusena, vaid on kergelt astanguline. Ka Sõmeru rikke juures on näha jupiti aluspõhja ülemisi kihte. Erinevalt varasemalt nähtud aluspõhjast on siin tegu üsna rikkumata

aluspõhja kivimitega. Mõningased rikkenähtused siiski eraldavad üksteisest suuremaid rikkumata vööndeid.

4.2 Seismomeetria

4.2.1 Profiil rahkla1601



Joonis 23. Profiili rahkla1601 A) tomograafiline ja B) peegeldunud lainete meetodi läbilõige. Joonisel B on stratigraafiliste üksuste paigutamisel kasutatud abimaterjalina puurauku T99 (Maa-ameti Geoportaali puursüdamike andmebaas) ja 640 Rahkla (Suuroja jt. 2016).

Tomograafia tulemuseks on uuritava alla kiirusläbilõige, kus erinevad värvid tähistavad erinevaid maa all esinevaid pikilainete levikukiiruseid. Profiili rahkla1601 tomograafiliselt läbilõikelt on kiiruste erinevuste põhjal aluspõhi ja pinnakate üsna selgelt teineteisest eristatavad (joonis 23A). Umbkaudselt on praegusel profiilil omavaheliseks piiriks kollane värvitoon. Lisaks liiguvad seismilised lained kuivas pinnases aeglasemalt kui veega küllastunud pinnases. Arvatav põhjaveetase võiks olla tähistatav helesinise joonena. Samas sellise kirjelduse põhjal peaks

tomograafilise läbilõike põhjal lubjakivi platoo osas olema ca 8 m paksune pinnakate. See väärtus tundub piirkonna üldises geoloogilise situatsiooni kontekstis olevat ülehinnatud.

Selgelt tuleb välja oru motiiv, kus aluspõhja pealispind on suunatud oru suunas sügavamale. On ka näha, et aluspõhja pealispind pole mitte sile, vaid läbistatud mitme madalama lainete levikukiirusega materjali kiilu poolt (vahemikes 550–650 m ning 880–915 m). Kiiludega eraldatud aluspõhja alad on selgelt erineva lasuva pinna kallakussuunaga. Mida oru poole, seda enam hälbib see horisontaaltasapinnast. Kõik see viitab aluspõhjaliste plokkide esinemisele, kus plokid on erineva kallakusnurgaga ning nende vaheline ruum on täidetud heterogeense pudedama materjaliga.

Ka läbilõike lääneosas on näha esindatuna kõrgemaid lainete levikukiirusi, mille puhul senise loogika põhjal võiks arvata, et tegu on aluspõhjaliste kivimitega. Samas kuna tegu on tomograafilise läbilõike äärealaga, kus andmekattuvus on ülejäänud profiili suhtes tunduvalt hõredam, võib siin hoopis tegu olla pseudonähtusega. Seega ei tasuks mainitud piirkonnast geoloogiliselt sisulisi järeldusi teha.

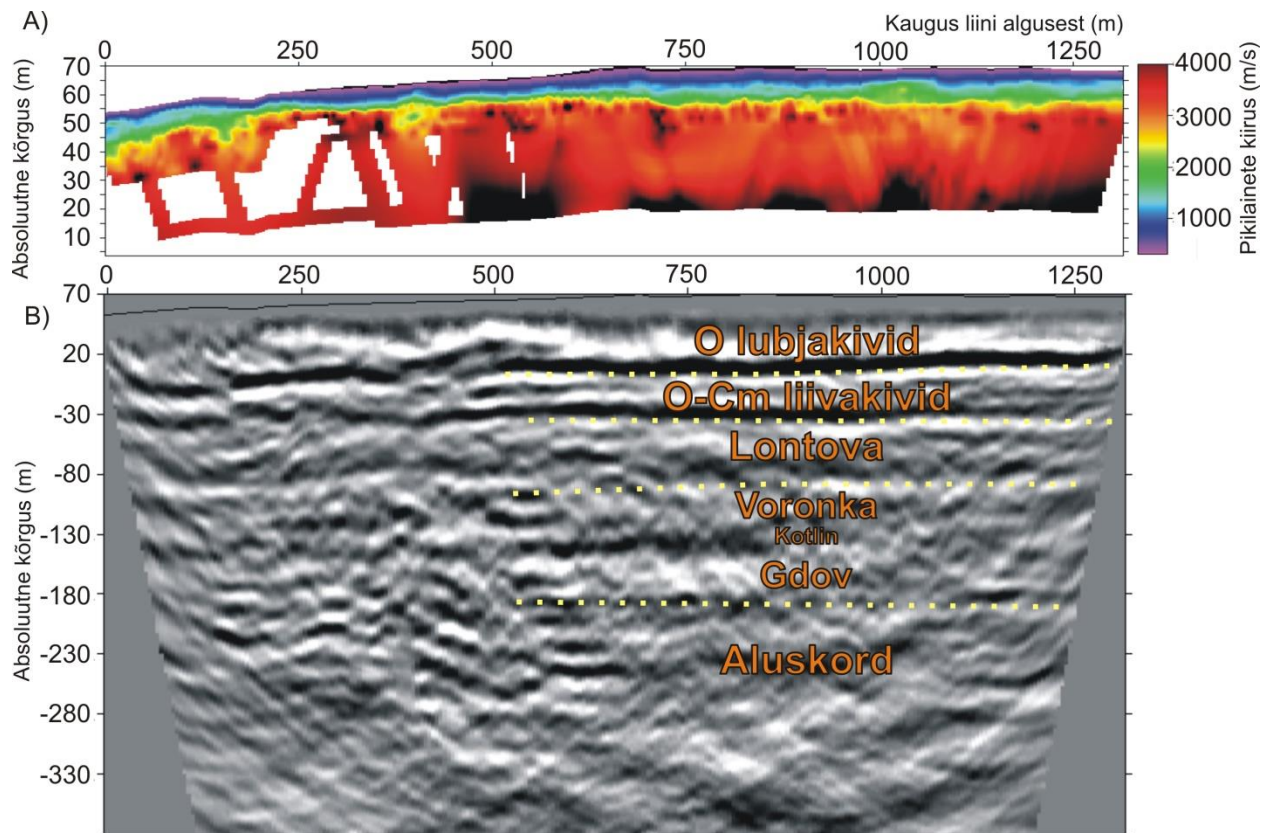
Kiiruste läbilõikel on aluspõhja kivimite seismiliste lainete kiirused eeldatust väiksemad. Pikilainete kiirused võiksid lubjakivides jääda ligikaudu 4000 m/s piirkonda. Antud läbilõikes on see pigem 2500–3000 m/s. Teades, et murenenud keskkonnas on seismiliste lainete levikukiirused aeglasemad, võiks ka siin järeldada, et tegu on lõheliste kivimitega. Üheks tomograafia piiranguks on aga selle meetodi võimetus kuvada õigesti kõrgete pikilainete levikukiirustega kivimite alla jäävat madalama levikukiirusega kivimeid. Seega kui ka läbilõikes esineb allosas madalama pikilainete levikukiirusega kivimite kihte, siis kujutatakse neid kõrgemate levikukiirustega kui neis tegelikult lained levivad.

Peegeldunud lainete meetodiga saadud läbilõige on oluliselt mitmepalgelisem kui tomograafia oma (joonis 23B). Profiili idaotsas (kaugusel 900–1435 m) on näha, et peegeldunud kihtide nähtavus on hea ning peegelpinnad moodustavad katkematuid tasapindasid. Olukord muutub sarnaselt tomograafia läbilõikega umbes 900 m kaugusel profiili algusest, kui lääne suunas tulevad nähtavale juba rikutud lasuvusega peegeldunud pinnad. Vahemikus 700–900 m on kivimkihid veel teineteisest eristatavad, kuid hajuvad lääne suunda liikudes. Vahemikus 0–700 m on peegeldused ebaselged ning raskesti seotavad kindlate kivimkihtidega. Ilmselt pole siin mitte

tegu geoloogilise situatsiooni kuvamisega, vaid üldise müraga, mis võib olla tingitud profiiliga kattuvast küllaltki paksust kuivast liivakehast. Sellises kehas võivad seismilised lained hajuda väga laiali, mistõttu ei pruugi lained tagasi geofonidesse jõuda. Osalt võis probleem peituda ka suutmatuses leida liivakeha jaoks sobilik kiirusmudel. Liivakeha aga tuli välja nii radargrammil (joonis 12) kui ka tomograafia läbilõikel (joonis 23A), kus seda esindab küllaltki paks madalama pikilainete levikukiirusega maapinnalähedane ala (kiirused kuni 1000 m/s).

Nii palju kui läbilõikelt peegeldusi on näha, siis kuni Lontova sinisavi lamava pinnani on kõik alumised pinnad oma normaaltasemel ja pidevad. Vahemikus 800–900 m on näha, et Lontova kihistu lasuv pind teeb sisse väikese jõnksu, mis tuleb ka pildil esile eredama peegeldusena. Antud profiilil tähistab see kõige sügavamat rikutud ala taset ning jääb ligikaudu 40 m sügavusele alla meretaseme. Ka kõik selle peal asuvad kihid on oma normaaltasapinnast nihkes. Nii tomograafia kui ka peegeldunud lainete profiilil on ligikaudu 900 m kaugusel profiili algusest näha piir, kus eristuvad teineteisest selgelt rikutud ning rikkumata lasuvusega kivimid. Kaardipildil läheb see piir kokku seljandiku harja kulgemisega.

4.2.2 Profiil rahkla1602



Joonis 24. Profiili rahkla1602 A) tomograafiline ja B) peegeldunud lainete meetodi läbilõike. Joonisel B on stratigraafiliste üksuste paigutamisel kasutatud abimaterjalidena puurauku T99 (Maa-ameti Geoportaali puursüdamike andmebaas).

Profiili rahkla1602 puhul on tomograafia profiil tunduvalt erinev eelmisest läbilõikest (joonis 24A). Siin ei tule selgelt välja aluspõhja tükeldatud olemus, vaid pigem paistab see olevat üsna monotoonne. Kerge langus mõningate madalama pikilainete levikukiirustega soppidega siiski toimub lääne poole liikudes (sopid esinevad näiteks 140–180 m ja 380–420 m kaugusel profiili algusest). Kui esimesel profiilil olid lainete levikukiiruste üksteisele üleminekud siledad, siis siin on kõik kiiruste üleminekud üsna konarlikud. Profiili ülaosas puuduvad selged pinnakattesised ja aluspõhja pealispinna kiiruste muutuste tasapinnad. See võib olla tingitud sellest, et töötluse etapis said esimeste lainete saabumised seismogrammi läbilõikes hüplikult märgitud. Põhjuseks võib olla ka, et algsetel seismogrammidel on esimesed saabunud lained juba hüppeliselt kuvatud.

Profiili lääneosas (vahemikus 0–500 m) on läbilõike sügavam osa lünklik. See võib olla tingitud asjaolust, et läbilõikes võib leida irdpangaseid ehk paekivi ploke, mis on ümbritsetud

pudedama ja madalama pikilainete levikukiirusega materjaliga. Seismilised lained liiguvad eelistatult mööda keha, mis võimaldab võrreldes ümbritseva keskkonnaga lainete kiiremat liikumist. See võib kaasa tuua asjaolu, et allikast tulnud laine mitte ei jõua enam ruttu edasi sügavamale, vaid murdub kiviploki juures ning liigub pigem mööda seda vastavas suunas edasi, luues kokkuvõtteks potentsiaalselt keerulise laineteevõrgu, kus laine ei pruugi ka enam ühtegi vastuvõtjasse tagasi jõuda.

Peegeldunud lainete läbilõikes on profiil rahkla1602 puhul terve profiili ulatuses geoloogiline läbilõige esindatud tunduvalt paremini kui profiil rahkla1601 puhul (joonis 24B). Sarnaselt eelmisele profiilile on ka siin kivimkihid profiili idaosas võrdlemisi rikkumata lasuvuses. Kõige idapoolsem rikutuse ilming esineb kaugusel 490–600 m, kus paistab olevat võrdlemisi õhuke (ligikaudu 20 m) kiviplakk nihutatud rikkumata lasuvuses olevate kivimite peale. Sealt alates lääne poole minnes paistab olevat mitmeid teisigi erisuuruses aluspõhja lahmakaid. Rikutud ja rikkumata kivimkihtide vahele saab visuaalselt tõmmata ligikaudu diagonaalse joone. Raske on määrata, kas see joon ulatub ka idaosas kohe Lontova sinisavisse, aga lääne osas vahemikus 100–260 m on sinisavi lasundis juba selged häiringud sees. Samas Lontova kihistu lamav pind ning kõik, mis jääb sellest allapoole, on võrdlemisi nähtav ning on oma normaallasuvuses. Seega rikkeilmingud hakkavad pihta Lontova sinisavi sisesest piirkonnast, aga mitte sellest sügavamal.

5 Arutelu

Rahkla langatuse ning selle lähipiirkonna kohta on olemas väga palju nii varasemaid kui ka käesoleva töö käigus saadud infokilde, mida arvesse võtta langatuse olemuse ja toimunud protsesside kohta. Piirkonna geoloogilise pildi kokkupanek sõltub lisaks uuringutulemustel saadud „pusletükkide“ parimale kokku sobitamisele ka uuringupiirkonna valikust. Näiteks on siiani detailsemalt uurimata langatuse läänekülge, mistõttu ka arutelu osas jääb antud osa kajastamata. Seega saab hetkel arvesse võtta ainult võrdlemisi piiratud ulatuses tehtud uuringute tulemusi ning neil tulemustel põhinevaid üldgeoloogilisi mõttelende. Samas uuringute teostuse ulatuses olid tulemused üsna informatiivsed ning annavad kindlasti uut mõtteainet langatuse kujunemise ning lähipiirkonna ajaloo lahkamisel.

Nii georadariga kui seismomeetriaga täheldati piirkonnas mitmeid erinevaid deformatsioone, alates kivimite lõhelisusest ja pealenihetest kuni laiaulatuslike riketeni välja. Kõik

deformatsiooninähtused jäävad väga erinevasse suuruskaalasse. Väiksemateks, kuid väga laialt levinuteks, võib pidada aluspõhja pealispinnas esinevaid lõhesid ja lainetusi. Suuremate lainetuste amplituud jääb hinnanguliselt 1–3 m vahele. Tulemustest on aga võimatu välja lugeda lubjakivikihtide deformatsiooni vertikaalset ulatust. Kuna küllaltki lühikese lateraalse distantssi peale on kivimkihtide lainetus üsna märkimisväärne, siis võib eeldada, et sellisel viisil deformeeritud kivimite paksus jääb pigem tagasihoidlikuks. Hinnanguliselt võiks maksimaalseks deformeeritud kivimite läbilõike paksuseks anda 10 m. Analoomiks võiks tuua paberi ja papi kobrutamise, kus paberit on selle õhukese läbimõõdu tõttu tunduvalt kergem deformeerida kui pappi. Seega on vähetõenäoline, et terve aluspõhja läbilõige oleks taolisi lainetusi täis.

Kui lainetusi võib pidada pinnapealseteks nähtusteks, siis puursüdamikes saadud purustatud lubjakivide kogupaksus võib ulatuda ligi 40 m sügavuseni maapinnast (Suuroja, 2016). Ilmselt on siin tegu kahe erineva deformatsiooni mõõtkavaga. Sügavamaid purustatud aluspõhjakivimeid võib seostada regionaalse ning pealmisi lainetavaid kihte pigem lokaalse deformatsiooniga. Kui süvapurustusi võiks seostada mõne rikketsooniga, siis pealispinna kobrutused võiks lugeda liikuva jääkilbi poolt põhjustatud dislokatsioonide tulemuseks. Ilmselt on pealmised kivimkihid mõne nõrgema intervalli juurest (näiteks savirikkamalt kihilt) lahti rebitud ja survest tingitult edasi liigutatud ning vastusurve korral kobrutatud. Võimalik, et jää on kivimkihte lahti rebinud näiteks kokkupõrkel orunõlva astanguga või on tegu olnud külmapõhjalise jääkilbiga, mis on õhukese pinnakatte korral aluspõhja kivimitele „külge kleepunud“ ning neid ka endaga kaasa vedanud. Nende lainetavate kivimkihtide seas polnud aga täheldada asendilist orienteeritust, kus oleksid deformatsioonid paremini esile tulnud või et mille läbi oleks saanud oletada, millisest suunast eeldatav survepinge peale tuli. Kuna ilmselt pole lateraalsed asukohamuutused olnud väga laiaulatuslikud, et üldjoones geoloogilist läbilõiget muuta, siis pole ka puursüdamikes sellised kivimnihked täheldatavad.

Sarnaseid lainetusi oli näha ka Aseri rikke ümbruses. Samas nende amplituud jäi võrreldes Rahkla piirkonnaga pigem tagasihoidlikuks. Hinnanguliselt jäid need 1 m suurusjärku. Samuti paistsid kivimkihid välja pidevad ehk ilma oluliste plokilisuse tunnusteta. Aluspõhja nähtavus oli aga võrreldes Kunda ürgoru idanõlvaga pindalalt tunduvalt piiratum. Aluspõhja pealispinda oli näha ainult Aseri ja Sõmeru rikke vahetus ümbruses. Erinevalt Aseri rikkest oli Sõmeru rikke

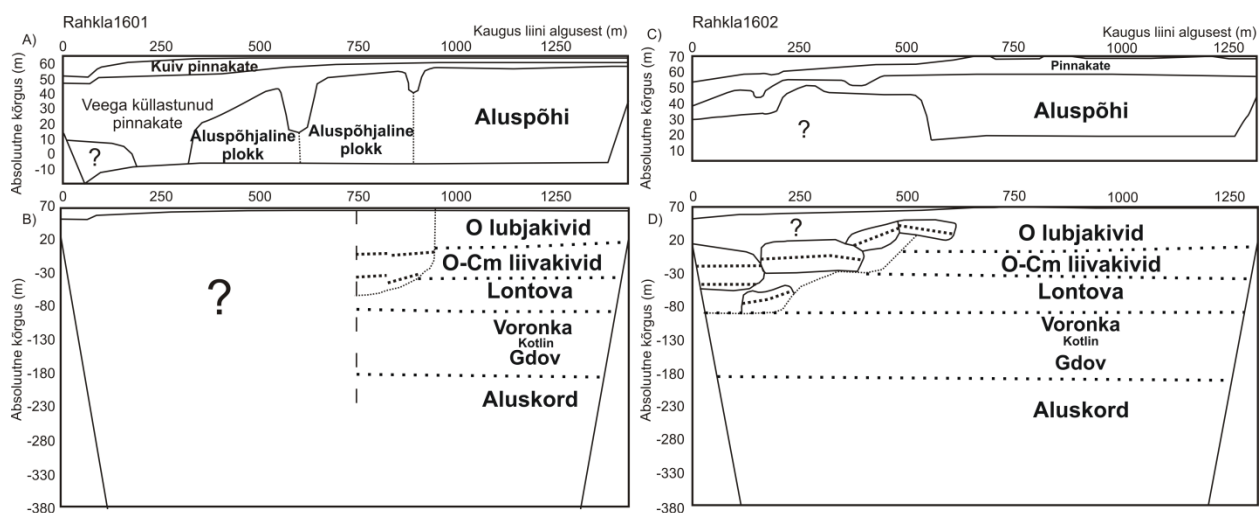
juures aluspõhja pealispind tunduvalt vähem rikutud ning võiks öelda, et ka oma normaallasuvuses.

Olenemata aluspõhja pealispinna sarnasustest ei tulnud Rahkla langatuse juures välja nii konkreetseid rikkeilminguid kui neid Aseri ja Sõmeru rikke puhul radargrammidel näha oli. Rahkla langatusest ida pool asuval seljandikul tehtud radariprofiilidel oli näha, et aluspõhja ülemised kihid langevad lohu suunas, samas languse ulatus ja iseloom (näiteks kivimkihtide lainetus) on profiiliti üsna erinev. Aluspõhja kivimkihtide langus võiks viidata fleksuuri-laadse rikke esinemisele, nagu seda on näiteks Aseri rike. Rikkele võiks viidata ka üsna sirgelt ja selgelt välja peetud seljandiku loode-kagu suunaline paiknevus. Kui purustatud kivimid välja arvata, siis puuraukudel põhinevaid tõendeid potentsiaalse rikke esinemisest puuduvad. Kunda jõe oru mõlemal kaldal langatuse lähistel on aluspõhja stratigraafiliste üksuste absoluutkõrgused võrdsel tasemel, mis tähendab, et kui Kunda orgu pidi kulgebki rike, siis sellel puudub vertikaalne nihe.

Mõningasele aluspõhja kivimkihtide ja aluspõhja reljeefi langusele aga järgnes kirde poolt edela suunas liikudes Kunda oru idanõlval alati tõus, mis moodustas seljandiku harja. Põhjast lõunasse liikudes harja siseehitus mõningal määral muutus. Läbilõike varieeruvus paistis olevat tingitud lubjakiviplokkide erinevatest asetustest. Reljeefis esinev seljandik ei paistnud olevat tingitud mitte ainult üksteise peale kokku kuhjunud lubjakiviplokkidest, vaid ka ülesse lükatud aluspõhja ülemiste kivimkihtide tõttu. Seega ei saanud toimuda mitte lihtsalt kivimkehade jää poolt maha jätmine, vaid ka otsene surumine üksteise otsa. Kusjuures siinkohal ei ühti eeldatav surve suund mitte jääkeele enamlevinud umbkaudu loodesuunalise päritoluga, vaid jääb sellest pigem lääne poole. Seega jääb kivimeid kuhjanud ja kokku pressinud tegur hetkel teadmata.

Aluspõhjalised plokid ei jäänud mitte ainult georadari vaateulatusse, vaid ka kahe seismomeetrilise profiili piires sügavamale maa alla. Kõige paremini tulid need ilmsiks profiili rahkla1601 tomograafilisel läbilõikel ning profiili rahkla1602 peegeldunud lainete meetodiga saadud läbilõikel. Tomograafilisel läbilõikel eristus aluspõhi erinevate pikilainete levikukiiruste näol väga selgelt, ja küllaltki ühemõtteliste piiridega, teistest ümbritsevatest setetest. Läbilõige näitas hästi, et tegu pole sujuvalt lainetava aluspõhja reljeefiga, nagu seda on varasemalt tõlgendatud. Eelkõige meenutab seal aluspõhi teineteise kõrval paiknevaid suuremaid pangaseid, mis on üksteisest eristatud konkreetsete ja järskude nõlvadega tühimikega. Samuti on pealispind igal eraldatul kivimkehal erineva kallakusnurgaga. Mida oru poole edasi liikuda, seda enam

kallakusnurk suurenes. Pealispinna kallutus võiks siin kohal ideeliselt viidata ka teiste pangasesiseste kivimkihtide sarnasele kallutatusele.

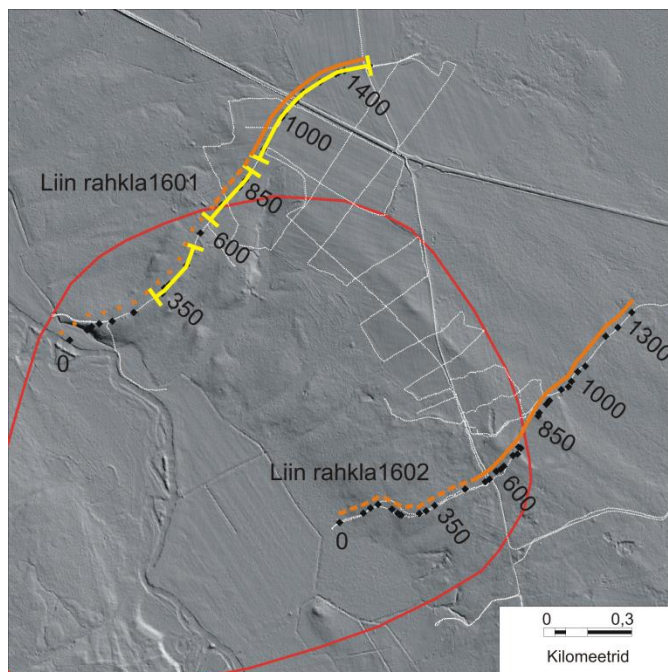


Joonis 25. Seismiliste läbilõigete interpretatsioonid. Joonisel B on vahemikus 750–900 m paksema punktiiriga tähistatud rikutud lasuvusega kivimkihte ning peene punktiiriga rikutud ja rikkumata lasuvusega kivimite piirpinda. Joonisel C on eraldi välja joonistatud arvatavad plokkide asukohad ning paksema punktiiriga nendesisesed kihtide peegeldused. Peen punktiirjoon tähistab rikkumata ja rikutud lasuvusega kivimkihtide piirpinda. Küsimärkidega on tähistatud probleemsed või infovaesed piirkonnad.

Liin rahkla1602 kulges langatuse suhtes üsna perifeersel alal. Samas ei väljendu see saadud profiilide läbilõikes. Liini lääneküljes tulevad aluspõhi, aluspõhjalsed plokid ning sügavusse langev aluspõhja reljeef hästi välja. Peegeldunud lainete meetodil saadud läbilõikel on näha, et sügavaim deformeeritud kivimkeha on Lontova sinisavi (tegu ka profiili rahkla1601 kõige sügavama nähtava deformatsiooninähtuga üksusega). Sinisavi lasundi lamav pind ning kõik sellest allapoole jäävad kivimüksused on oma normaaltasemel ning profiili lõikes oluliste muutusteta. Selgeid rikkepinde ka deformeeritud ala siseselt esile ei tulnud. Läbilõigete skemaatiline kokkuvõte on näha joonisel 25 ning pangaste ja rikutud piirkondade esinemine kaardipildil joonisel 26.

Kuidas aga uuringutulemuste põhjal selgitada välja parim tekkehüpotees? Vooluvee erosiooni hüpoteesi puhul pole detailselt kirjeldatud mehhanismi, kuidas protsess võis toimuda. Kui jutt on sellest, kuidas vesi pääses läbi rikutud lõhelise paekivi kulutama all lasuvaid liivakive, siis on vähetõenäoline, et rikutud lasuvusega kivimitega piirkonnas said pikka aega paeplaadid püsida järjest süveneva tühimiku kohal ilma alla kukkumata. Isegi monoliitsete plaatide korral on

ligikaudu kuni 2 km läbimõõduga ning 50 m sügavuse süvendi mõneaegne eksisteerimine ebatõenäoline, eriti võttes arvesse, et glatsiofluviaalse protsessi eksisteerimisel kattis samal ajal praeguse langatuse ala veel eeldatavalt vähemalt 500 m paksune jääkiht.



Joonis 26. Seismomeetria tulemused kaardipildil. Kollasega on tähistatud tomograafia põhjal interpreteeritud aluspõhja ning aluspõhjaliste plokkide asukohad. Oranž pidevjoon tähistab rikkumata lasuvusega aluspõhja, katkendjoon rikutud lasuvusega aluspõhja kivimeid ning punktiir ala, mida oli raske interpreteerida (ainult profiil rahkla1601 puhul).

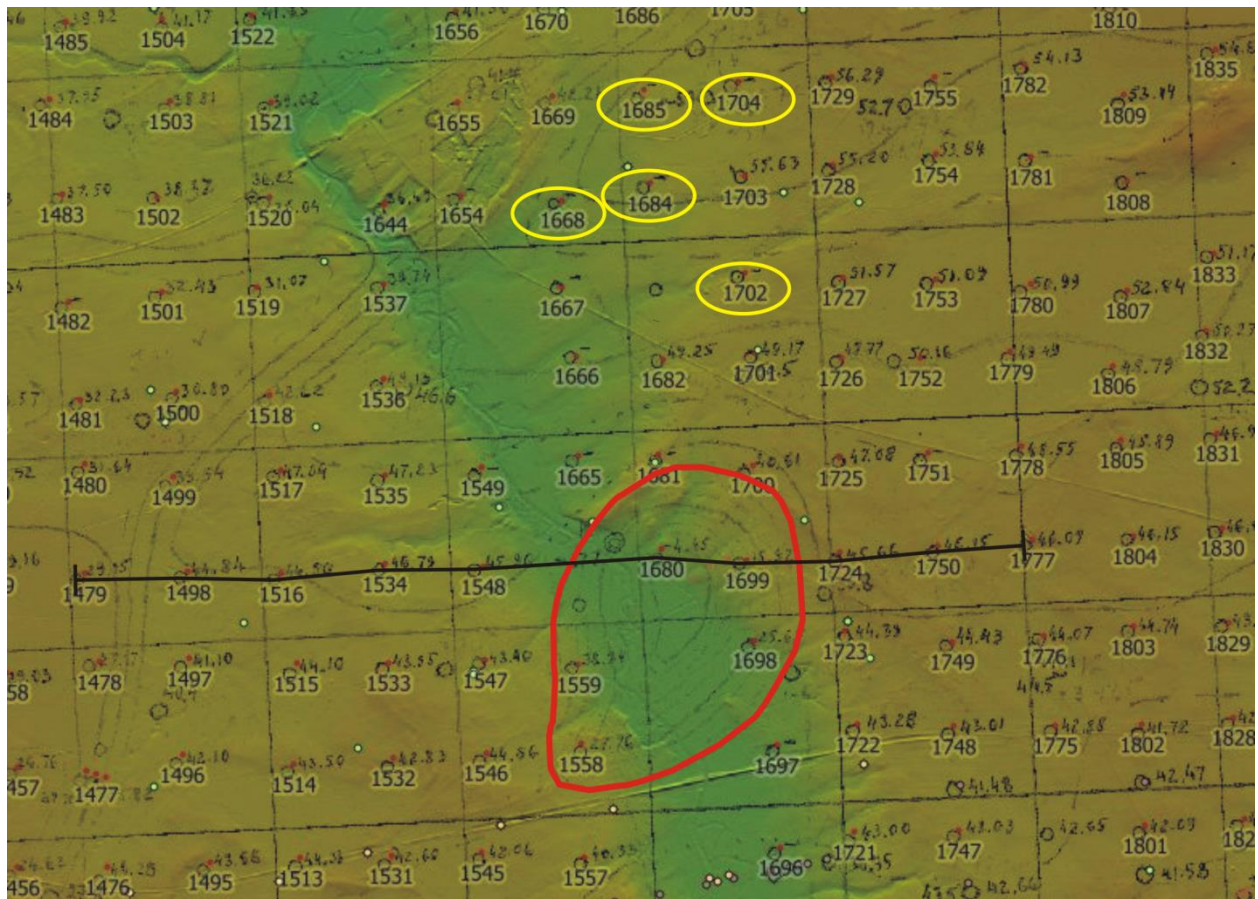
Rahkla langatuse puurimiste toel saadud geoloogilise profiili juures (joonis 2) tuleb ära mainida, et langatuse sees esineb nooremaid kivimeid, mis langatuse väliselt on ära kulutatud. Kahula kihistu ülemine osa, mis läbiümbruses on puudu, on langatuse piires esindatud. Juhul kui tegu oli vooluvete poolt põhjustatud liivakivide erosiooniga, oleks pidanud praegust lohu ala katnud jää enne tühimiku kokku kukkumist ära kulutama igalt poolt võrdväärset hulgal kõiki kivimeid. See tähendab, et nooremaid kivimeid ei oleks tohtinud sellises situatsioonis alles jääda tingimusel, et nii lohus kui ka ümbruskonnas paiknevad kivimid lasusid samal tasapinnal. Variant, kus lohk oleks kokku vajunud enne pealmiste nooremate kivimite kulutusprotsessi on ka väga ebatõenäoline, sest sellisel juhul oleksid ka alla vajunud plokid ikkagi pidanud kulutusele alluma või oma algsest asupaigast edasi kantama.

Samuti ei seleta vooluvete hüpotees langenud aluspõhja kivimite ulatust. Teoreetiliselt on liivakivide puhul saadaval ligikaudu 20 m paksune lõik, mida on suhteliselt lihtsam kulutada. Äärmisel juhul annab otse Lontova kihistu peal lasuv ligikaudu 20 m paksune Lükati kihistu juurde potentsiaalse kulutuse lisaulatuse. Samas on Lükati kihistu puhul olemuselt tegu juba peenema ning küllaltki savika lõimisega materjaliga, mida on vooluveel raskem kulutada kui selle peal lasuvaid liivakive. Veelgi raskem on vooluveel erodeerida puhast savipinnast, mistõttu võib eeldada (ja mida ka seni puuritud puursüdamikud toetavad), et Lontova sinisavisse auku sisse ei uuristatud.

See tähendab, et kuna savisse ei kulutatud lohku ning ei ole märgata ka otsest rikke esinemist, siis ilmselt on süvapildis nähtud savilasumuse häiringud tingitud aluspõhjaliste plokkide savi sisse lükkamise tagajärjel. See ei saaks toimuda juhul, kui plokid lihtsalt alumiste kihtide ära kulutamise tõttu vertikaalsuunaliselt alla poole vajuksid. Vaja on konkreetset survet, mis paneks kiviaknakaid edasi liikuma. Kõige sobilikum mehhanism selleks oleks glatsiotektoonika. Puudulikku liivakivide läbilõiget võiks sel juhul lugeda transpordi käigus toimunud kulutuse arvele.

Seismilise 2D profiili abil on väga raske hinnata kivimplokkide oruga pikisuunas kallutatust või üldist pööratuse astet. Suuremas jaos paistavad plokid lebavat võrdlemisi sarnaselt oma alglasumusele. Samuti on raske öelda, kas tegu on olnud suuremate plokkidega, mis hiljem on väiksemateks murdunud, või ongi juba algselt tegu olnud väiksemate eraldi rändavate pangastega. Kui profiilil rahkla1601 on kõik pangased üksteise kõrval mõnetise omavahelise kokkupuutega, siis profiili rahkla1602 puhul on aimatav, et kohati on ka plokkide üksteise peale lükatud. Seega võiks ulatuslikuma kuhjumise piirkonnaks lugeda langatuse lõunaserva. Selge on see, et kummagi läbilõike puhul pole tegu lainetavate aluspõhjakivimitega.

Aluspõhjaliste pangaste päritolu küsimus jääb hetkel lahtiseks. Tõenäoliselt on jää need endaga põhja poolt kaasa vedanud, aga pole teada, kust piirkonnast need täpsemalt lahti murti. Võimalik, et pangaste päritolu ei pea kaugelt otsima ning need võisid olla kergemini kaasa haaratavad varasemate rikkevööndis toimunud deformatsioonide tõttu. Samuti on geoloogiline läbilõige jäänud ka võõraste plokkide korral küllaltki identseks kohapealse läbilõikega, mistõttu ei saa sisse toodud pangased olla pärit väga kaugelt.



Joonis 27. R. Vaeri koostatud põlevkivi lamami kaart (käsikiri, osaliselt avaldatud kandidaaditöös aastal 1983), taustal värviliselt maapinna reljeef. Punane joon tähistab langatuse asukohta. Must joon tähistab joonistel 1, 2 ja 3 kujutatud läbilõigete asukohta. Kollasega on märgitud puuraugud, kus põlevkivi on puudu ning mis pole seletatavad ürgoru sisese kulutusega. Enamike puuraukude (punased täpid, puuraukude numbrid nende all) kirjeldused on leitavad EGF aruannetest nr 297 (Miljukova ja Shvedtshikova, 1952) ja 318 (Burovitš jt. 1954).

Küsimusi võib tekitada leid, et Rahkla langatusest vahetult põhja pool Kunda ürgoru läheduses on eeldustele vastaselt 1950ndatel aastatel põlevkivi uuringu käigus puuritud puursüdamikes põlevkivi osa puudu (joonis 27). Siin kohal võiks tekkida mõte, et äkki on tegu paigaga, kus lubjakivi plokid jää poolt lahti murti ning orus edasi veeti. Võibolla on tegu ka paigaga, kus jätkub edasi Sõmeru rike. Pikendades radariprofiilidelt leitud riket idasuunas, siis lõikuvad Sõmeru rike ja puudevate põlevkivikihtidega alad üsna hästi. Geoloogilises aruandes nr. 318 (Burovitš jt. 1954) olid välja toodud mõningate puursüdamike läbilõiked. Kõikide vajalike puursüdamike läbilõikeid ei leitud, aga nii palju kui neid leidus, siis tundus, et tegu on pealt poolt ära kulutatud põlevkiviga. Aseri rikke idatiival esineb enne kihtide langust kivimkihtide kerge

ning põlevkivi lasund, olles väga lähedal oma avamusalale ning seega ka väga maapinnalähedane, on kerke ala pealt ära kulutatud.

Kokkuvõtteks jääb problemaatiliseks erinevate protsesside ajaskaalale järjestamine. Ilmselt on langatuse siseselt ja idakülge jääva seljandikule kuhjatud pangastega tegu mitme erineva jääaja või jää pealetungi etapi nähtudega.

Võib öelda, et käesolev uuring muutis piirkonna geoloogiliste protsesside kulgemise ülevaate varasemast tunduvalt mitmekesisemaks. Mitmed varasemad vaated langatusele ning seal toimunud protsesside olemusele said uue ja potentsiaalselt tõepärasema vaste, kuid uusi pisidetaile ja võimalikke seoseid erinevate nähtuste ning nende kujunemise teguritest aga lisandus juurde. Mõtteainet ilmselt jagub siin ka tulevikuks ning piirkonna geoloogilise ajaloo detailseks lahti harutamiseks oleks vaja lisauuringuid. Kasvõi näiteks mõne seismomeetrilise profiili loomine langatuse läänenõlvale võiks langatuse läbilõiget täpsustada. Paha ei teeks ka mõni profiil Kunda ürgorust langatuse alast üles ja allavoolu suunas või langatuse piires senisest sügavamate puuraukude puurimine. Ilmselt leidub ka langatuse lähemas ja kaugemas ümbruses vihjeid selle arengu täpsemaks selgitamiseks ning protsesside ajalisele teljele panemiseks, kuid nende üles leidmine võib jääda osaliselt juba juhuse peale lootmiseks.

6 Kokkuvõte ja järeldused

Käesoleva uuringu raames mõõdeti georadariga Rahkla langatuse lähipiirkonnas profiile kogupikkusega 58,4 km ning langatuse idaküljel mõõdeti 2 seismomeetrilist profiili, pikkustega 1,43 ja 1,31 km. Radargrammidelt otsiti eelkõige võimalike iseäralike aluspõhjaliste struktuuride esinemist. Ka üldise pinnakatte iseloomu (näiteks koostise või paksuse) täheldamisel tuli uuringupiirkonna ulatuses taustainfona kasuks üldiste pinnakattetüüpide esinemine ning nende levimus. Kõik radargrammidel leitud iseäralikemate aluspõhjaliste moodustiste asupaigad said kantud kaardile ning on illustreeritud ka radargrammi väljavõtetega. Eraldi pinnakatte tüüpe ning selle paksusi illustreerivaid jooniseid ei loodud.

Radargrammidele põhinedes oli suurem osa uuritud piirkonnast kaetud küllaltki paksu liiva, moreeni või kruusaga, mis takistas aluspõhja kuvamist. Aluspõhja oli näha piirkondades, kus pinnakate oli õhuke (alla 3 m) või puudus üldse. Selline ala jäi näiteks Rahkla langatusest vahetult ida poole, kus võis radargrammidel täheldada peale aluspõhja enda ka selle siseseid struktuurilisi vorme. Enamlevinuteks olid aluspõhja ülemised kivimkihtidesisesed lained, aluspõhja pealmiste kihtide plokilisus ning kihtide kergitatused ja aluspõhjaliste plokkide kuhjed. Kuhjed levisid küllaltki kitsas loode-kagu suunalises vööndis, millest ida poole oli aluspõhja näha, aga lääne suunas üldiselt mitte. Reljeefis oli kuhjete kohal märgata topograafiliselt kõrgemat vööndit (seljandik) ning ida poolt seljandikule lähenedes oli radargrammidel märgata mõningast aluspõhja kivimkihtide kallutatust. Lisaks tulid radargrammidel võrdlemisi hästi välja nii Aseri kui ka Sõmeru rike. Sarnaselt Rahkla langatuse ümbrusele tuli lainetav aluspõhi ilmsiks ka Aseri rikke juures. Sõmeru rikke juures oli aluspõhi vähem rikutud.

Seismomeetria osas kasutati andmete töötlemiseks tomograafiat ning peegeldunud lainete meetodit. Tomograafias kasutati lähteandmetena geofonidesse jõudnud esimeste lainete saabumise aegasid ning koostati kiiruste läbilõige, mis toetub lainete kiireima võimaliku teekonna põhimõttele. Peegeldunud lainete meetodi puhul läbiti seismiliste lainete tavapärased töötlustapid. Kumbki profiil polnud andmekvaliteedi või tõlgendatavuse poolest täiuslik. Tomograafia ja peegeldunud lainete meetod andsid kumbki oma eriskaalalise ja eriolemusliku vaatenurga ning mõlema meetodi koos kasutamine tuli interpreteerimisel igati kasuks. Rahkla langatuse pangaseline olemus tuli kõige paremini välja profiili rahkla1601 tomograafilisel läbilõikel ning rahkla1602 peegeldunud lainete läbilõikel. Profiili rahkla1601 peegeldunud

lainete läbilõikel aga segas kvaliteetse pildi saamist pinnakattes esinev paks kuiva liiva keha. Samuti oli profiili 1602 tomograafiline läbilõige alguse osas puudulik, mis võib olla tingitud aluspõhjaliste irdpangaste esinemisest, aga oma rolli võisid mängida meetodi omapärad. Profiili rahkla1602 peegeldunud lainete läbilõike põhjal on näha, et langatuse all paiknev kõige sügavam rikutud lasuvusega tase jääb Lontova sinisavisse. Sellest tasemest all pool on kõik stratigraafilised üksused oma normaallasuvuses.

Seismomeetriliste mõõtmiste tulemusel võib öelda, et varasemalt kujutatud aluspõhja pealispinna ja aluspõhjasiste kivimüksuste lainetuse asemel on tegu selgelt plokilise läbilõikega, kus erinevatel tasemetel paiknevad samad stratigraafilised üksused on teineteisest konkreetsete piiridega eraldatud. Kõige enam viitab selline läbilõige langatuse tekke glatsiotektoonilisele hüpoteesile, kus jää on aluspõhjalisi pangaseid eemalt kaasa kandnud ja langatuse piirkonda kuhjanud. Glatsiofluviaalset hüpoteesi toetavad väited jäävad käesoleva uuringu tulemuste taustal nõrgaks. Potentsiaalseid lisaseoseid Rahkla langatuse ja Aseri rikkevööndi vahel välja ei tulnud. Samas polnud käesolev uuring piisavalt ulatuslik, et toimunud protsessid ajalisele skaalale kanda või et kõiki täheldatud nähtusi omavahel seostatult kokku viia.

7 Tänuavaldused

Soovin tänada oma juhendajat, Argo Jõehte, kes oli lõputöö valmimise etapis heaks nõuandjaks ja julgustajaks. Samuti tänan Kaarel Lumistet ja Kristjan Roonit, kes olid välitöödel suureks abiks ja toredateks kaaslasteks.

8 Geophysical studies of the Rahkla depression and its surroundings using ground penetrating radar and seismic methods

Rahkla depression is an underground geological structure in Eastern Estonia that has been discovered during large-scale oil shale survey in the 1950s. It is located right below the Kunda valley and is near the Aseri fault. This 2 km wide structure is characterized by up to 50 m lowered oil shale and other Ordovician strata. The depression was found to be evolved by largely eroded or missing Lower Ordovician and Cambrian sandstones, with the hypothesis of glaciofluvial activity. So far, all knowledge from the depression site has been acquired through boreholes. No previous geophysical studies have been conducted before.

The aim of this thesis was to get a better understanding of the nature of the depression and suppose a better hypothesis for its presence. A total of 58,4 km of ground penetrating radar (GPR) profiles and 2 seismic profiles of 1,43 and 1,31 km in length were acquired for the current study. GPR profiles covered the depression area and its immediate surroundings whereas both seismic profiles were located on the eastern slope of the geological structure. Radargrams showed a variety of different bedrock deformations that were concentrated to a specific area right to the east of depression. It was seen that the upper visible strata of the bedrock were moderately deformed, forming waves, dislocations, and uplifts. Otherwise, the bedrock was poorly seen due to thick Quaternary cover.

Neither of the acquired seismic profiles was perfect in terms of data quality and overall interpretability. Nevertheless, it was clearly seen, that the bottom of the depression is made up of distinct bedrock blocks, but not of continuously laying strata as was previously supposed. According to the seismic profiles, the deepest affected stratigraphic unit is the Lontova claystone. Other strata below that remain in their original position without any notable vertical change. That means there isn't seen any distinct fault line below the valley, but it doesn't eliminate the possibility of being affected by any nearby fault zone in general. Altogether, these findings were in favor of the suggested glaciotectionic hypothesis, where the bedrock blocks were probably transported and accumulated during the last glacial period. But it remains difficult to put the events on a timeline and explain all the associations between the seen structures due to the limited scope of this study.

9 Kasutatud kirjandus

- Bexfield C. E., McBride J. H., Pugin A. J. M., Ravat D., Biswas S., Nelson B. J., Larson T. H., Sargent S. L., Fillerup M. A., Tingey B. E., Wald L., Northcott M. L., South J. V., Okure M. S., Chandler M. R. 2006. Integration of P- and SH-wave high-resolution seismic reflection and micro-gravity techniques to improve interpretation of shallow subsurface structure: New Madrid seismic zone. *Tectonophysics* 420. 5–21.
- Burovitš V., Tebenkov V., Staritskaja M. 1954. Geoloogiline aruanne detailuuringust Eesti põlevkivimaardla kaevandusväljadel 39–42 1951. a (vene keeles). EGF 318, 129 lk.
- Davis, J. L., Annan, A. P. 1989. Ground-penetrating Radar for High-resolution mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*. 37 (5), 531–551.
- Everett M. E. 2013. Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge University Press. 403 lk.
- Gaškov M. 2006. Seismomeetritelised pinnakatte määramise meetodid. Bakalaureusetöö. Tartu Ülikool.
- Gazdag J., Sguazzero P. 1984. Migration of Seismic Data. *Proceedings of the IEE*, Vol. 72, No. 10. 1302–1315.
- Gray S. H., Etgen J., Dellinger J., Whitmore D. 2001. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics*, Vol. 66, No. 5. 1622–1640.
- Gromov, O., Gromova, G., 1974. Aruanne geofüüsikalistest töödest kristalse aluskorra kaardistamisel Kunda–Kiviõli piirkonnas (vene keeles). Keila, EGF 3279, 185 lk.
- Kattai V., Saadre T., Savitski L. 2000. Eesti põlevkivi: geoloogia, ressurs, kaevandamistingimused. Eesti Geoloogiakeskus. 226 lk.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. 3rd ed. Wiley-Blackwell. 272 lk.
- Miidel A., Raukas A., Tavast E., Vaher R. 2006. Influence of the bedrock topography on oil shale mining in North-East Estonia. *Oil shale*, Vol. 23, No. 4. 313–327.

- Miljukova N., Shvedtshikova N. 1952. Geoloogiline aruanne detailuuringust Eesti põlevkivimaardla kaevandusväljadel 33–38 (vene keeles). EGF 297, 123 lk.
- Puura, V., Petersell, V. jt., 1974. Aruanne kristalse aluskorra geoloogilisest süvakaardistamisest mõõtkavas 1:500000 Tapa–Rakvere piirkonnas (Põhja-Eesti) (vene keeles). Tallinn, EGF 3298.
- Raudsep, R., Liivrand, H., Belkin, V., Mardiste, A., Rass, V., Meriküll, V., Madalik, J., Pajupuu, A., Maltseva, I., Semjonova, N., Kelder, N., Kuptsov, A., Gromov, O. 1989. Detailuuringu tulemused Rakvere fosforiidipiirkonna Kabala maardla kaeveväljal (vene keeles). EGF 4364.
- Saadre, T., Mardim, T., Morgen, E., Pöldvere, A., Vaher, R., Suuroja, K., Saaremets, V., 1984. Aruanne komplekssest geoloogilis-hüdrogeoloogilisest kaardistamisest mõõtkavas 1:50 000 ning järeluuringust varemuuritud aladel Rakvere fosforiidirajoonis (vene keeles). EGF 4068.
- Sarv, K. 2015. Salajõe karstiala uuringud georadari ja eritakistuse meetodi abil. Bakalaureusetöö. Tartu Ülikool.
- Sharma, P. V. 1997. Environmental and Engineering Geophysics. Cambridge University Press. 475 lk.
- Sibul, I. 2009. Rahivere turbamaardla uuringud georadariga. Magistritöö. Tartu Ülikool.
- Suuroja K. 1997. Eesti aluspõhja geoloogiline kaart mõõtkavas 1:400 000. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus.
- Suuroja K., Ploom K., Mardim T., All T., Otsmaa M., Veski A. 2006. Eesti geoloogiline baaskaart (mõõtkava 1: 50 000), Rakvere (6434) leht. Seletuskiri. Eesti Geoloogiakeskus.
- Suuroja K., Pöldvere A., Kaljuläte K., Karimova M. 2016. Avaldamata puursüdami ke kirjeldused. EGK. 188 lk.
- Zhang J., Toksöz M. N. 1998. Nonlinear refraction travelttime tomography. Geophysics, Vol. 63, No. 5. 1726–1737.
- Vaher, R., Puura, V., Erisalu, E., 1962. Ida-Eesti tektooniline ehitus. Paleosoikumi geoloogia (vene keeles). ENSV TA GI Toimetised X, 319–335.

Vaher, R. 1983. Kirde-Eesti fosforiidi–põlevkivi basseini tektoonika. Kand. dissertatsiooni autoreferaat (vene keeles). 22lk.

Yilmaz Ö. 2001. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Investigation in Geophysics No. 10. Society of Exploration Geophysicists. 2065 lk.No. 10. Society of Exploration Geophysicists. 2065 lk.

Maa-ameti Geoportaali puursüdamike andmebaas. <http://geoportaal.maaamet.ee/est/Andmed-ja-kaardid/Geoloogilised-andmed/Puursudamikud/Puursudamike-andmebaas-p382.html>
[17.05.2017]

Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks

Mina, Kaidi Sarv,

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose

Rahkla langatuse ning selle lähiümbruse geofüüsikalised uuringud georadari ning seismiliste meetoditega

mille juhendaja on Argo Jõelett,

- 1.1.reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
- 1.2.üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace'i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.

2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.

3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, **19.05.2017**